

53239

1968 FEB 16. 273
ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

53239

CURAT: R. WAGNER

Kéke

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS VII.

FASC. 1—4

SZEGED (HUNGARIA)

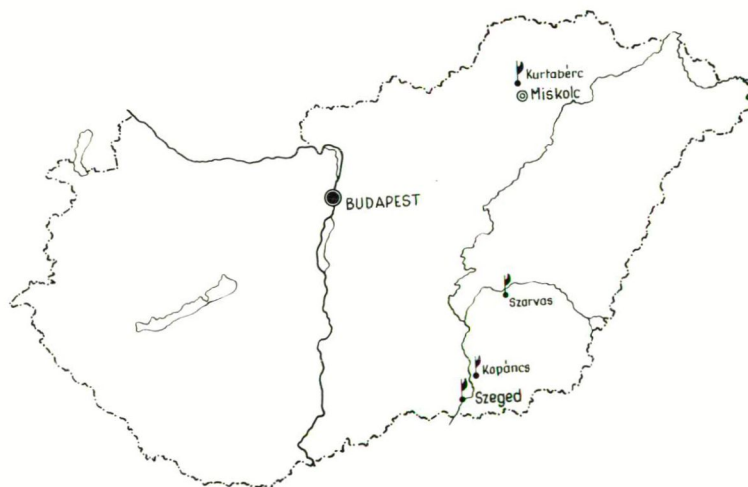
1967

CURAT: R. WAGNER

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS VII.

FASC. 1—4



SZEGED (HUNGARIA)

1967

VERTIKALE TEMPERATURSCHICHTUNG IM BODEN UND EIN MATHEMATISCHES MODELL DERSELBEN

von

R. WAGNER und L. TAKÁCS

I.

Temperaturzonen des Bodens

von R. WAGNER

Summary: (*Vertical stratification of the soil temperature and its mathematical model — I. Vertical zones of the soil temperature.*)

On the basis of the particularities of the vertical thermal conduction, taking place in the soil, the following temperature zones can be found:

- a) daily inversion layer showing daily divergence- and convergence-levels of thermal conduction;
- b) daily active layer in whose lower level practically no daily fluctuations of the temperature can be found;
- c) annual inversion layer in which divergence- and convergence-levels can be found in the effect of the annual temperature-wave;
- d) annual active layer, where in the lower layer no annual fluctuation of the temperature can be found.

Under that one is the layer e , the zone ruled by the geothermic gradient.

Zusammenfassung: Auf Grund der Besonderheiten der vertikalen Wärmeleitung kann man im Boden die folgenden Temperaturzonen unterscheiden:

- a) tägliche Inversionsschicht, in welcher Divergenz- und Konvergenzschichten der Wärmeleitung täglich auftreten;
- b) tägliche Aktivitätsschicht, an deren unteren Grenze praktisch keine Tagesschwankung der Temperatur mehr auftritt;
- c) jährliche Inversionsschicht, in welcher als Auswirkung der jährlichen Temperaturwelle Divergenz- und Konvergenzschichten auftreten;
- d) jährliche Aktivitätsschicht, an deren unteren Grenze die Jahresschwankung der Temperatur nicht mehr nachweisbar ist.

Weiter unter befindet sich die e -Schicht, eine Zone, in welcher der geothermische Gradient vorherrscht.

Der Boden entsteht durch gegenseitiges Zusammenwirken des Grundgesteins, der Orographie, des Klimas und der Lebewesen, ein Vorgang, für deren Erforschung die Bodenkunde zuständig ist. Zur Untersuchung des Bodens werden physikalische und chemische Methoden herangezogen, hingegen ist die Erforschung der im Boden sich befindenden Lebewesen eine Aufgabe der Biologie, namentlich der Bodenbiologie.

Mit der Messung der Bodentemperaturen befassen sich die Klimatologen, und zwar einerseits aus dem Grunde, dass diese Untersuchungen mit Hilfe von klimatologischen Methoden durchgeführt werden, und andererseits deshalb, weil die Wärmewirtschaft eines Bodens grundlegend durch meteorologische Faktoren bestimmt wird. Die Temperaturen der obersten, 10 bis 20 m starken Bodenschicht sind in erster Reihe nicht vom geothermischen Gra-

dienten abhängig, sondern hauptsächlich vom Strahlungshaushalt. Dabei kommt aber eine Rolle auch der Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit, der Niederschlagsmenge und den Niederschlagsarten (auch den Mikroniederschlägen), der Luftbewegung, der Verdunstung, mit einem Worte, der Witterung zu.

Das Klima spielt eine wesentliche Rolle in der Bodenentwicklung: dabei wird durch den Boden, als Substrat, die Ausgestaltung des Mikroklimas bestimmt und übt dadurch eine Rückwirkung auf die atmosphärischen Vorgänge aus.

Durch Verschiedenheiten in der Bodenbedeckung und in der Lage gegenüber den Himmelsrichtungen entstehen Unterschiede im Wärmehaushalt auch solcher Böden, deren physikalische Eigenschaften die gleichen sind. Die Vegetation spielt durch ihre Abfälle und durch ihre Wurzeln eine Rolle in der Bodenentwicklung und führt dabei zum Ergebnis, dass die ursprünglichen physikalischen Eigenschaften des Bodens eine Veränderung erfahren. Eine offenbare Folge besteht darin, dass die Bodentemperaturverhältnisse des Festlandes sich sehr wechselvoll gestalten.

Angaben über Temperaturverhältnisse des Bodens liefern die an klimatologischen Stationen angebrachten Bodenthermometer, und dieselben sind dazu geeignet, zur Schilderung des Jahresganges der Bodentemperatur eines gewissen Ortes herangezogen zu werden. Besitzt man Bodenthermometer, welche in entsprechender Dichte und Tiefe angebracht sind, so können diejenigen Niveaus festgestellt werden, in welchen noch eine Temperaturumkehr im Laufe des Jahres auftritt. Man erhält eine Antwort auf die Frage, in welcher Tiefe eine jährliche Temperaturschwankung nicht mehr vorhanden sei.

Hingegen kann man im Wege von täglich drei oder vier Beobachtungen den Tagesgang der Bodentemperatur sowie den Betrag und den Zeitpunkt des täglichen Höchst- und Tiefstwertes nicht erkunden. Doch kann das Niveau festgestellt werden, in welchem die Tageswelle der Temperatur eine derartige Verflachung erfährt, dass sich praktisch keine Tagesschwankung mehr nachweisen lässt.

Die Tageswellen der Bodentemperatur können nur durch Beobachtungen untersucht werden, die in kleinen Zeitabständen, d. h. stündlich ausgeführt oder registriert werden. Solche Angabenreihen findet man aber nur selten an den klimatologischen Stationen. Ein zur Beschreibung des Tagesganges der Bodentemperatur geeignetes Beobachtungsmaterial trifft man meistens nur unter den Ergebnissen der mikroklimatologischen bzw. agrarmeteorologischen Forschungen. Dies ist auch verständlich, denn die Einflüsse des Wärmehaushaltes des Bodens kommen gerade im mikroklimatischen Raume zur Geltung.

In der oberen Bodenschicht ändert sich die Richtung des vertikalen Temperaturgradienten entsprechend der Ein- und Ausstrahlung. Der Temperaturgradient besitzt während eines Teiles des Tages einen positiven Wert (ist von der Oberfläche gegen die Tiefe gerichtet), im übrigen Teil des Tages ist er negativ. Betrachtet man die Bodenoberfläche, so hat man einen positiven Wert des Temperaturgradienten im Zeitraum von Sonnenaufgang (Zeitpunkt des Temperaturminimums an der Bodenoberfläche) bis zum Eintritt des Temperaturmaximums, der nach dem Höchststand der Sonne sich ereignet.

Nach dem Zeitpunkte des Temperaturmaximums an der Bodenoberfläche befindet sich die wärmste Bodenschicht unterhalb der Bodenoberfläche, und von dieser Schicht aus erfolgt eine Wärmeleitung sowie nach der Oberfläche als auch nach unten hin. Dieser wärmste Punkt des Vertikalen kann mit Recht als

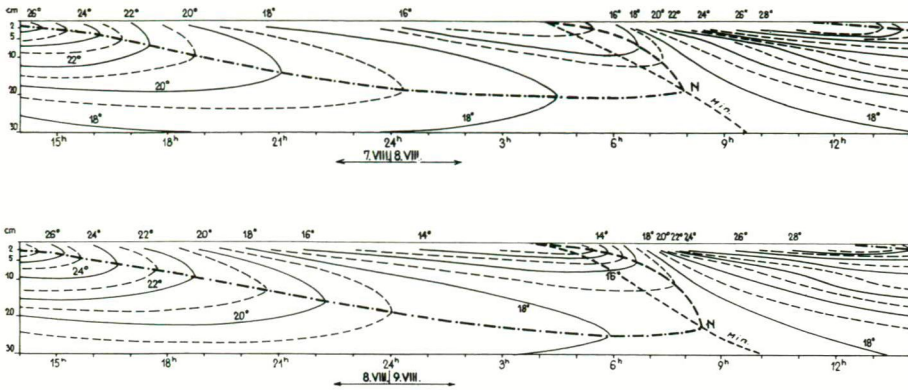


Abb. 1. *Isoplethen der Bodentemperatur*

Bükk-Gebirge, Seehöhe 700 m. Fette ausgezogene Linie = Kaltniveau, Konvergenzlinie. Fette Resultatenlinie = Warmniveau, Divergenzlinie. Punktierte Linie = tägliche Minimumlinie. N = neutraler Punkt.

Inversionspunkt bezeichnet werden, und das entsprechende Niveau soll ein *Inversionsniveau* genannt werden. Auch nach Sonnenaufgang kann ein Inversionspunkt im Boden beobachtet werden, als nach dem Eintritt des Oberflächenminimums infolge der Einstrahlung die Temperatur der Oberfläche ansteigt und innerhalb des Bodens ein relativ kältester Punkt entsteht, zu dem von beiden Richtungen (von oben her und aus der Tiefe) Wärme zugeleitet wird. Dieser Punkt ist nun ebenfalls ein Inversionspunkt. Bei der Behandlung eines vertikalen Bodenquerschnittes nennen wir einen Inversionspunkt, der im Laufe der Oberflächenabkühlung entsteht, einen *Warmpunkt* und das entsprechende Niveau ein *Warmniveau*; hingegen soll der sich nach Sonnenaufgang ausbildende Inversionspunkt bzw. das entsprechende Inversionsniveau als ein *Kaltpunkt* bzw. ein *Kaltniveau* bezeichnet werden.

In Abhängigkeit von der Wärmeaufnahme bzw. Wärmeabgabe der Bodenoberfläche sinkt sowohl das *Warmniveau* wie auch das *Kaltniveau* stetig nach unten, und diese tägliche Bewegung kann mit einer Punktenreihe, d. h. mit einer Linie beschrieben werden. Diese Linien können in einfachster Weise mit Hilfe der Temperaturisoplethen festgestellt werden. Die zur Oberfläche senkrechten Tangenten der Isoplethen berühren die Isoplethen in den Inversionspunkten. Punkte, aus denen ausgehend sowohl nach oben als auch nach unten niedrigere Temperaturen angetroffen werden, sind die Warmpunkte; Punkte aus denen ausgehend man in beiden Richtungen höhere Temperaturen begegnet, sind die Kaltpunkte. Daraus geht hervor, dass ein Warmpunkt gleichzeitig ein *Divergenzpunkt* darstellt, und ein Kaltpunkt gleichzeitig ein *Konvergenzpunkt* ist. Bei der Behandlung des Tagesganges eines Warmniveaus bzw. eines Kaltniveaus sprechen wir von *Divergenzlinien* und *Konvergenzlinien*.

Durch Konvergenz- und Divergenzlinien werden Gebiete mit verschiedenen Vorzeichen des vertikalen Temperaturgradienten des Bodens voneinander getrennt und gleichzeitig bedeuten dieselben eine Folge von Punkten, in welchen der Temperaturgradient den Wert 0° besitzt.

Die Lebensdauer der Temperaturinversionen im Boden ist im Sommer

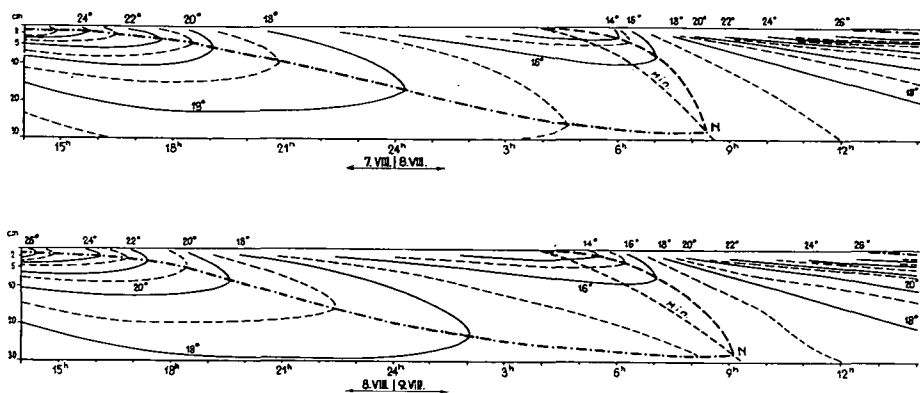


Abb. 2. *Isoplethen der Bodentemperatur*

Bükk-Gebirge, Seehöhe 700 m. Himmelsrichtung des Hanges 316°. Zeichenerklärung s. Abb. 1.

und Winter verschieden. Im Sommer können die Divergenzlinien, im Winter die Konvergenzlinien eine längere Zeit hindurch verfolgt werden. Bei heiterem Wetter können im Laufe eines einzigen Tages sowie die Warmniveaus wie auch die Kaltniveaus aufgefunden werden, und sie sind sogar zumindest in den Morgenstunden und den frühen Vormittagsstunden notwendigerweise beide zugegen, somit besteht eine *Doppelinversion* im Boden. Die Bedingung einer Auflösung des Inversionszustandes besteht namentlich darin, dass die Divergenz- und Konvergenzlinie in einem Punkte zusammentreffen sollen. Wir wollen diesen Punkt als den *täglichen neutralen Punkt des Bodens* bezeichnen. Nach dem erfolgten Zusammentreffen des Warm- und Kaltniveaus nimmt die Wärmeleitung des Bodens eine einheitliche Richtung auf.

Die Zeitdauer des Bestehens einer Inversion im Boden kann somit dadurch festgestellt werden, dass man den Zeitpunkt des Temperaturmaximums an der Bodenoberfläche, sowie den Zeitpunkt des Eintrittes des täglichen neutralen Punktes festlegt; der letztere Zeitpunkt liegt im Sommer meistens in den frühen Vormittagsstunden. Vom Eintritt des Temperaturmaximums an der Oberfläche bis zum Sonnenaufgang gibt es nur eine Inversionsschicht im Boden, namentlich ein Warmniveau, in der Gestalt einer Divergenz. Das Kaltniveau das sich nach Sonnenaufgang ausbildet, sinkt verhältnismässig rasch bis zum Warmniveau und in der Zwischenzeit besteht eine Doppelinversion.

Infolge der langsamen Abkühlung der Bodenoberfläche hat man am Nachmittag ein langsames, am Abend aber ein beschleunigtes Absinken des Warmniveaus. Nach dem Erscheinen des Kaltniveaus verbleibt das Warmniveau in annähernd gleicher Lage, gegebenenfalls tritt eine leichte Hebung vor dem Zusammentreffen mit dem Kaltniveau auf. Das Warmniveau gibt ständig Wärme ab, somit muss zum Zeitpunkt der Auflösung dieses Niveaus die tägliche Tiefsttemperatur der Bodenschicht eintreten. Demzufolge fällt der *neutrale Punkt* in die Minimumlinie, und zwar bildet er den *wärmsten Punkt der Minimumlinie*. Damit erhält man die Möglichkeit, den Zeitpunkt und die Tiefe des Auftretens des neutralen Punktes mit Hilfe einer einfachen Interpolation, bzw. mit einer graphischen Methode festzustellen. Für das letztere

Verfahren kann eine Tautochronendarstellung in ausgezeichneter Weise verwendet werden.

Die Oberschicht des Bodens, deren untere Begrenzung durch die niedrigsten Punkte des Warm- oder Kaltniveaus festgelegt werden kann, soll als *tägliche Inversionsschicht des Bodens* bezeichnet werden. Diese Schicht ist das Gebiet von Wärmeströmen wechselnder Richtung, deren Einflüsse nicht nur mikrometeorologisch wahrgenommen werden können, sondern auch eine Rolle in der Bodenentwicklung, in der Gestaltung der Lebewelt des Bodens und der mikromorphologischen Formen besitzen.

Die Dicke der täglichen Inversionsschicht des Bodens ist selbst für den gleichen Boden veränderlich infolge der Einflüsse, die auf der Bodenoberfläche einwirken. Eben deshalb verändert sich die Tiefe des täglichen neutralen Punktes von Tag zu Tag, gemäss der Wettergestaltung.

Dabei ist die Ein- und Ausstrahlung von Bedeutung, die in engem Zusammenhang mit der jährlichen Veränderung der Sonnendeklination steht, und so ist es erklärlich, dass die Dicke der täglichen Inversionsschicht ebenfalls eine Jahresperiode besitzt.

Im Wärmehaushalt des Bodens findet man einen wesentlichen Unterschied zwischen Sommer- und Winterhalbjahr. Der Wärmestrom ist im Sommer von der Bodenoberfläche gegen die tieferen Bodenschichten gerichtet. Als eine Folge der täglich sich ausbildenden Inversionen kommt in der täglichen Inversionsschicht des Bodens vorübergehend ein negativer Temperaturgradient zu Stande. Im Winter ereignet sich der entgegengesetzte Zustand. Der Wärmestrom ist von unten nach oben gerichtet, nur die tägliche Erwärmung der Oberfläche verursacht vorübergehend einen positiven Wert des Temperaturgradienten. Demzufolge geht im Winterhalbjahr nicht die Minimumlinie über den neutralen Punkt, sondern die Maximumlinie. In dieser Jahreszeit bildet somit der neutrale Punkt einen Punkt der Maximumlinie, und zwar *den kältesten Punkt der Maximumlinie*.

Die *tägliche Inversionsschicht* kann als die oberste klimatische Schicht des Bodens betrachtet werden.

Nun ist es aber allgemein bekannt, dass eine Tagesschwankung der Temperatur auch noch unterhalb der Inversionsschicht festgestellt werden kann. Wenn in der Tautochronendarstellung die tägliche Maximum- und Minimumlinien so verlängert werden, dass sie sich überschneiden, so erhält man diejenige Tiefe, in der die Tagesschwankung der Temperatur nicht mehr nachgewiesen werden kann. Freilich kann diese Tiefe auch im Wege unmittelbarer Messungen festgestellt werden.

In gewissen Abschnitten des Jahres, in welchen eine Erwärmung oder Abkühlung des Bodens stattfindet, kann eine tägliche Temperaturzunahme oder Abnahme von 0,1 oder sogar 0,2 °C auftreten. Dies kann in der Praxis nicht als eine Tageswelle der Temperatur angesehen werden, somit kann in diesen Schichten ein Tagesgang der Temperatur nicht mehr nachgewiesen werden.

Unterhalb der täglichen Inversionsschicht befindet sich die *tägliche Aktivitätsschicht*, an deren unteren Grenze eine Tagesschwankung der Temperatur nicht mehr vorhanden ist. Für diese Schicht ist es kennzeichnend, dass die Wärmeleitung nur einer einzigen Richtung erfolgt, und zwar in der sommerlichen Jahreszeit von oben nach unten, in der Winterzeit von unten nach oben. In dieser Schicht gibt es somit eine Umkehr in der Richtung des Wärmestro-

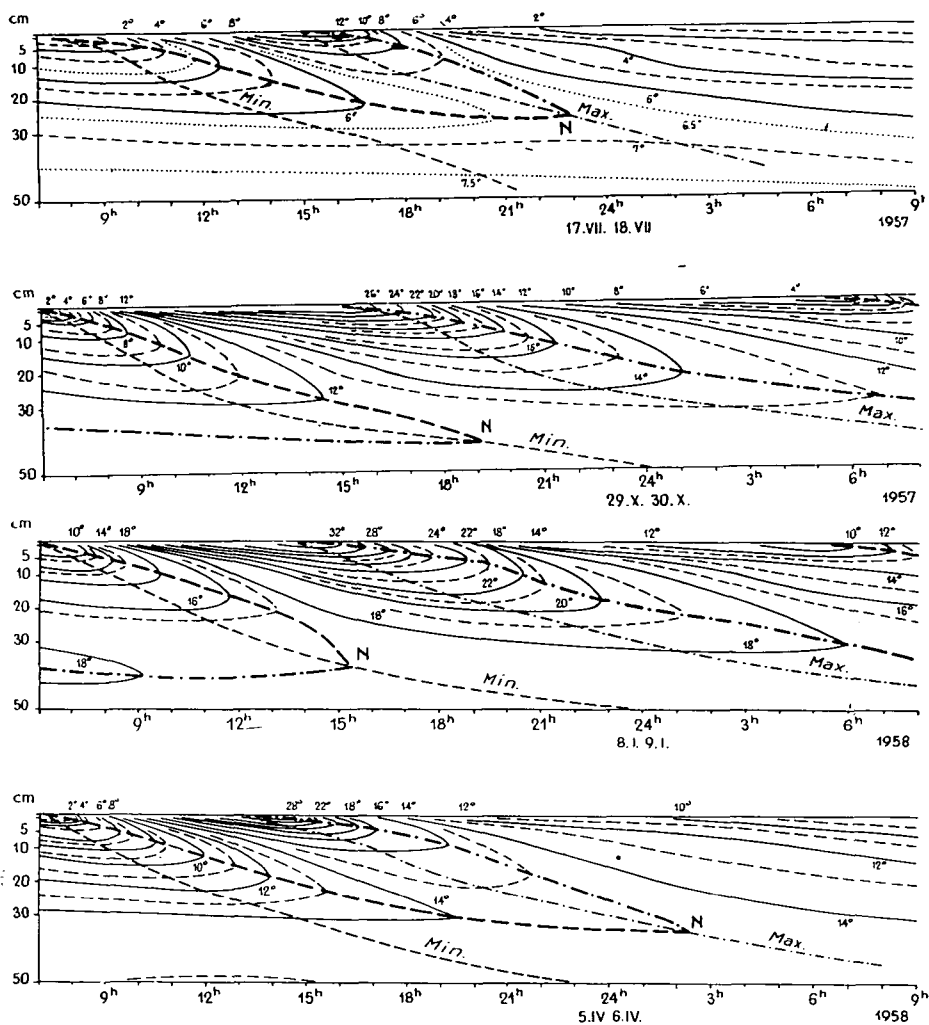


Abb. 3. Isoplethen der Bodentemperatur
Valdivia, Chile. Zeichenerklärung s. Abb. 1. Die dünne Resultatenlinie ist
die tägliche Maximumlinie.

mes nur zweimal im Jahre, an den Tagen, wo ein Umschlag des Wärmestromes im Frühjahr und Herbst eintritt.

Die Schichtdicke erfährt im Laufe des Jahres eine stetige Veränderung, sie besitzt einen Jahresgang, und zwar ist sie, wie man dies auch bei der täglichen Inversionsschicht beobachtet hatte, im Winter dünner als im Sommer. Nach den Bodentemperaturbeobachtungen in S z e g e d kann die Mächtigkeit der täglichen Inversionsschicht im Januar mit 8—10 cm, im Juli mit 28—33 cm, und die der täglichen Aktivitätsschicht in den gleichen Zeitpunkten mit 20—25 bzw. 65—70 cm angesetzt werden. Somit beträgt die Mäch-

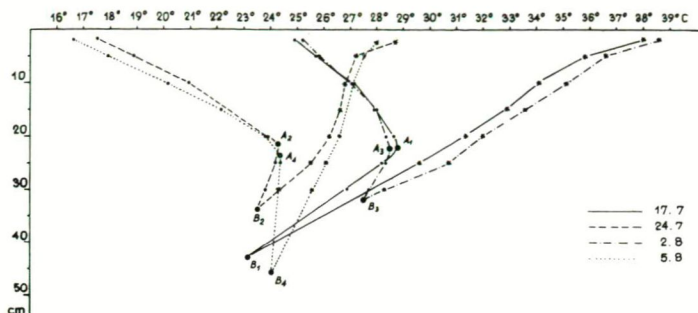


Abb. 4. Tautochronen der Bodentemperatur. Kopáncs, 1958.

tigkeit der täglichen Aktivitätsschicht das zweieinhalb bis dreifache der Mächtigkeit der täglichen Inversionsschicht.

In Abhängigkeit von der Wettergestaltung verändert sich die Dicke der täglichen Inversionsschicht, und auch die Dicke der täglichen Aktivitätsschicht. Für die Abb. 4 wurden tage mit kleiner und mit grosser Temperaturamplitude ausgewählt und die Linien der Minima und Maxima der einzelnen Schichten wurden mit Tautochronen dargestellt. Die Punkte A bezeichnen in dieser Abbildung die Niveaus der täglichen Inversionsschichten und die Punkte B dieselben der täglichen Aktivitätsschichten.

Die täglichen Inversionsschichten können infolge der Witterung, der Jahreszeit, der Bodenbeschaffenheit, der Exposition usw. sehr verschiedene Mächtigkeiten besitzen. Doch gibt es auch in der Dauer der Inversionen einen Unterschied. Die Dauer derselben ist von der Länge der Tage und Nächte abhängig. Aus den hier angeführten Abbildungen, sowie auch aus den Abbildungen und Tabellen der Arbeit WAGNER (1965) geht es ebenfalls hervor, dass eine Inversion nicht notwendigerweise 24 Stunden hindurch anzudauern braucht, d. h. es gibt Tagesstunden, in welchen die Wärmeleitung nur in einer Richtung vor sich geht, und zwar in der Sommerzeit von oben nach unten und in der Winterzeit von unten nach oben. In diesen Stunden gibt es einen unmittelbaren Wärmeaustausch zwischen der Bodenoberfläche und der unteren Grenze der täglichen Aktivitätsschicht.

In der unterhalb der täglichen Aktivitätsschicht befindlich Bodenschicht bzw. Grundgesteinschicht (namentlich machen wir zwischen diesen beiden Begriffen keinen Unterschied und wir wollen einheitlich die Bezeichnung „Boden“ verwenden) kann nach unseren Voraussetzungen keine tägliche Temperaturschwankung festgestellt werden. Eine gemeinsame Eigenschaft dieser vertikalen Gebiete besteht darin, dass es hier nur eine jährliche Temperaturschwankung gibt, im Gang der Temperatur kann nur eine Jahresperiode beobachtet werden. In der Tiefe verflachen sich die Jahreswellen der Bodentemperatur und an der unteren Grenze dieser Zone hören dieselben praktisch auf. Im Niveau, wo eine Jahresschwankung der Temperatur nicht mehr beobachtbar ist, kann die Untergrenze der jährlichen Aktivitätsschicht angenommen werden. Die Lage dieser Grenze ist freilich in den einzelnen Jahren infolge der Witterung verschieden, sie kann nach oben oder nach unten verschoben werden. Ihre durchschnittliche Tiefe kann aus den für mehrere Jahrzehnte gebildeten Durchschnittswerten der Bodentemperaturbeobachtungen einer klimatologischen Station festgestellt werden.

Unterhalb der jährlichen Aktivitätsschicht folgt schon das Vorherrschen des geothermischen Gradienten, dessen Geltendwerden bis zur Bodenoberfläche eben durch die Strahlungsenergie der Sonne gehemmt wird, und zwar in einem Ausmasse, der im Laufe des Jahres und an den verschiedenen Punkten der Erdoberfläche verschieden ausfällt.

Zwischen der jährlichen Aktivitätsschicht und der täglichen Aktivitätsschicht befindet sich die *jährliche Inversionsschicht*, deren Mächtigkeit annähernd durch den *jährlichen Neutralpunkt* angegeben werden kann. Innerhalb der jährlichen Inversionsschicht findet man die jährliche Divergenz- bzw. Konvergenzlinie, d. h. die Reihe der Tiefenpunkte der jährlichen Warm- und Kaltniveaus.

Auf Grund der 40jährigen (1911—1950) Pentadenmittelwerte der Bodentemperatur in Budapest (nach BACSÓ—KAKAS—TAKÁCS 1953) sowie auf Grund der täglichen Beobachtungen der Bodentemperatur aus den Jahren 1940—1944 in Budapest—Mátyásföld haben wir die Isoplethen der Bodentemperaturen entworfen (Abb. 5). Die Vereinigung der Angaben der beiden Stationen wurde dadurch erforderlich, dass die 40jährigen Mittelwerte sich nur bis zu einer Tiefe von 4 m erstrecken, die Beobachtungen in Mátyásföld hingegen bis zu einer Tiefe von 10 m reichen. Natürlich mussten die Werte für die Schicht von 40 bis 10 m an die 40jährigen Mittelwerte angepasst werden.

Somit kann das Zahlenmaterial der Isoplethendarstellung nicht als vollkommen homogen angesehen werden, hingegen war es geeignet dazu, dass in der Abbildung die jährlichen Konvergenz- und Divergenzlinien sowie der jährliche neutrale Punkt vermerkt wurde. In der Abbildung werden die Richtungen der Wärmeströme durch Pfeile angedeutet, die Breite der Pfeile ist proportional zum Temperaturgradienten.

Aus der Abbildung können die wichtigsten Merkmale der jährlichen Inversionsschicht abgelesen werden. Es kann festgestellt werden, dass (abgesehen von der täglichen Inversionsschicht) diese Schicht stets eine Inversion enthält. Von Frühjahr bis zur Mitte des Sommers wird eine einheitliche Richtung des Wärmestromes von der Konvergenzlinie gestört, in den übrigen Abschnitten des Jahres gibt es eine Doppelinversion, und im Nachwinter kann es sogar eine dreifache Inversion geben. *Die jährliche Divergenzlinie ist kürzer als die Konvergenzlinie*, die Lebensdauer der Divergenzlinie ist kürzer als ein Jahr, die der Konvergenzlinie beträgt annähernd ein Jahr, kann aber auch länger ausfallen: Hieraus folgt, dass *der jährliche Neutralpunkt sich im verhältnismässig kältesten Punkte der jährlichen Maximumlinie befindet*.

Für die Darstellung der Temperaturschichtung des Bodens wurde eine schematische Abbildung entworfen (Abb. 6). Dabei wurden die schon oben erwähnten Angaben von Budapest und Mátyásföld und ausserdem noch das Beobachtungsmaterial des meteorologischen Observatoriums der Universität Szeged herangezogen. Nach der Abbildung können innerhalb des Bodens, bzw. innerhalb des unter den Einwirkungen der klimatischen Faktoren stehenden Grundgesteins, vier Schichten unterschieden werden, welche an der Abbildung mit *a*, *b*, *c* und *d* bezeichnet wurden. Die Merkmale der einzelnen Schichten können in folgender Weise zusammengefasst werden:

a) *Tägliche Inversionsschicht*. Innerhalb dieser Schicht bildet sich täglich eine Inversion des Wärmestromes aus, d. h., es bilden sich Divergenz- und

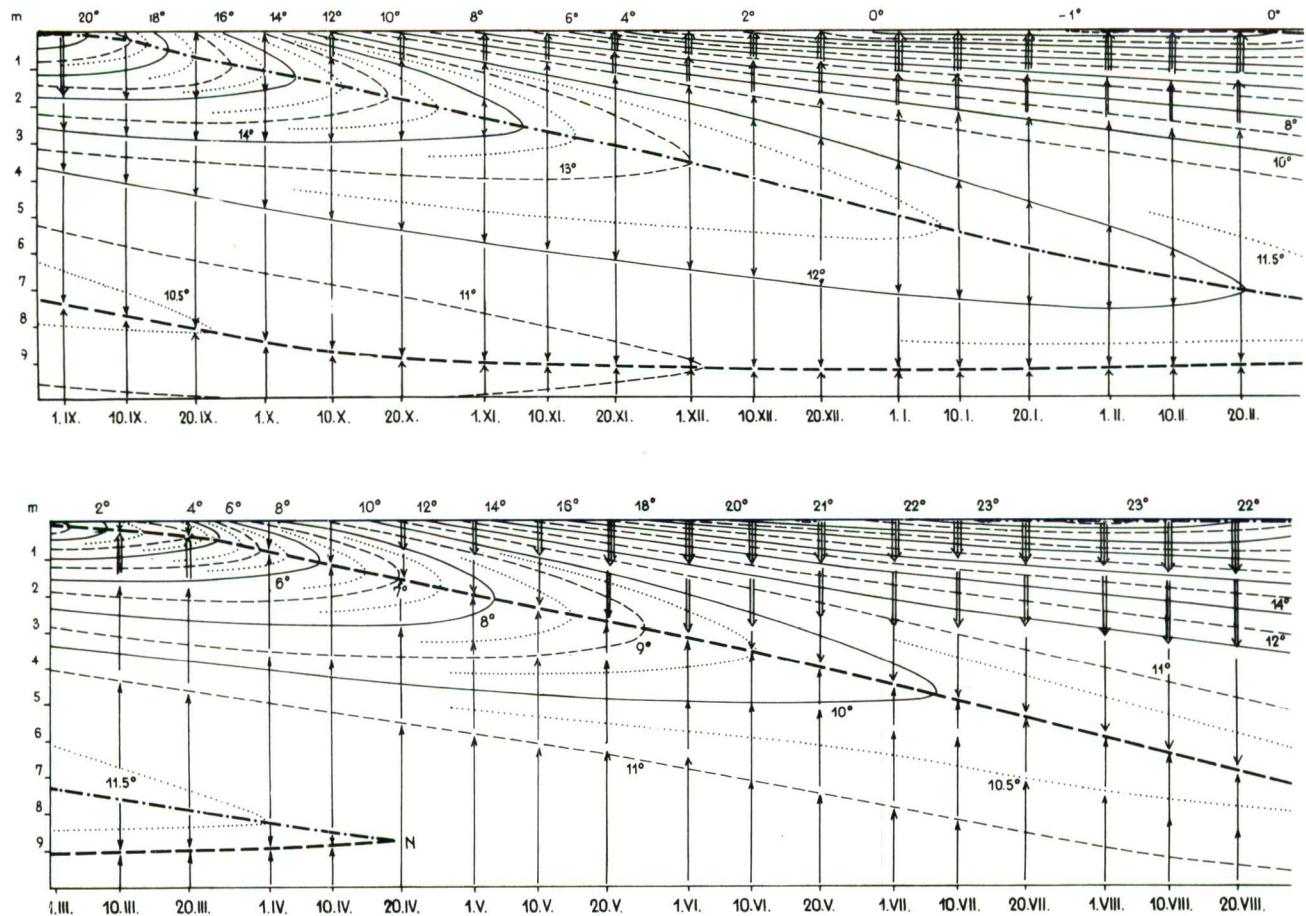


Abb. 5. Jahresisoplethen der Bodentemperatur

Fette unterbrochene Linie = jährliches Kaltniveau, Konvergenzlinie. Fette Resultatenlinie = jährliches Warmniveau, Divergenzlinie. N = jährlicher neutraler Punkt. Die Richtung des Wärmestromes wird durch Pfeile angedeutet, deren Breite proportional zu dem vertikalen Temperaturgradienten ist.

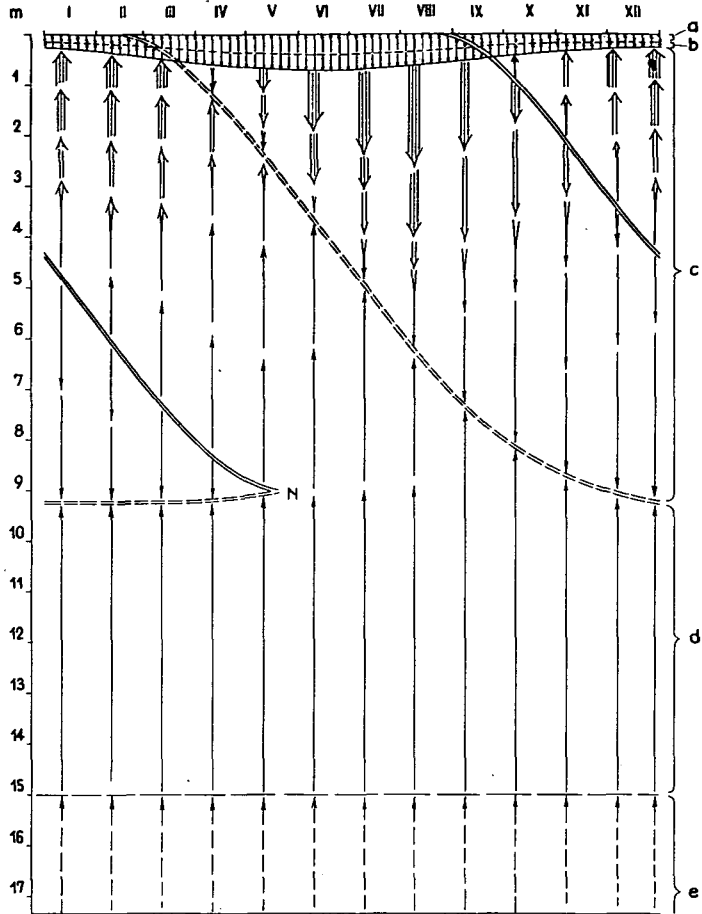


Abb. 6. *Temperaturschichtung des Bodens*

Parallele stetige Kurven = jährliches Warmniveau, Divergenzlinie.

Parallele unterbrochene Kurven = jährliches Kaltniveau, Konvergenzlinie.

Konvergenzniveaus der Wärmeleitung und dieselben treffen sich in dem Neutralpunkt.

Die Mächtigkeit der täglichen Inversionsschicht ist im Laufe des Jahres Veränderungen unterworfen, im Winter ist sie geringer, im Sommer ist sie grösser.

b) *Tägliche Aktivitätsschicht.* Hier erfolgt die Wärmeleitung im Sommerhalbjahr von oben nach unten, im Winterhalbjahr von unten nach oben. Die untere Grenze der Schicht bildet dasjenige Niveau, in welchem die Tageschwankung der Temperatur praktisch nicht mehr vorhanden ist.

c) *Jährliche Inversionsschicht.* Innerhalb dieser Schicht befinden sich die jährlichen Divergenz- und Konvergenzlinien, welche sich im jährlichen Neutralpunkt treffen. Die Tiefe dieser Schicht beträgt (nach den Angaben der

vorliegenden Arbeit) etwa das 30fache der Tiefe der täglichen Inversionsschicht.

d) *Jährliche Aktivitätsschicht*. Die Wärmeströmung ist hier stets von der Tiefe nach der Oberfläche gerichtet. Die untere Grenze der Schicht ist durch das Aufhören der Jahresschwankung der Temperatur gekennzeichnet.

Unterhalb dieser Schicht befindet sich die mit *e* bezeichnete Zone, in welcher der geothermische Gradient ungestört zur Geltung gelangt.

Wie ersichtlich, wurden die thermischen Schichten des Bodens auf Grund der Richtung der Wärmeleitung klassifiziert. Die vier Schichten sind an verschiedenen Punkten der Erde (hauptsächlich jenseits der Polarkreise) einer Entstellung unterworfen, sie sind aber grundsätzlich überall vorhanden.

Zweifellos befindet sich die Schicht *a* innerhalb und nur innerhalb der Schicht *b*, und ebenso befindet sich die Schicht *b* innerhalb der Schicht *c* und die Schicht *c* innerhalb der Schicht *d*. Dabei ist die Gesamtdicke der vier bodenklimatischen Zonen in jedem Falle von dem Werte des jeweiligen geothermischen Gradienten des betreffenden Gebietes, sowie von der in entgegengesetzter Richtung wirkenden, auf der Oberfläche antreffenden Sonnenstrahlung abhängig. Grundsätzlich könnte man, auf Grund des Zusammenwirkens dieser beiden Faktoren, und in der Kenntnis der physikalischen Eigenschaften des Bodens und des Grundgesteins, die Mächtigkeit der klimatischen Sphäre des Bodens (des Grundgesteins) bestimmen.

Allein schon infolge der verschiedenen physikalischen Eigenschaften der Bodenarten und der Grundgesteine besitzt die Tiefe in welcher die Jahreschwankung der Bodentemperatur aufhört, sehr verschiedene Werte. Diese Unterschiede werden noch weiter verschärft infolge der modifizierenden Wirkungen der Expositionsverhältnisse, sowie infolge der Bodenbedeckung (mit Vegetation und mit Wasser).

Nach Untersuchungen, die im Jahre 1958 durchgeführt wurden (WAGNER 1965) konnte die Dicke der täglichen Inversionsschicht in einem Sodaboden, auf Grund von laufenden Beobachtungen, die über 46 Tage durchgeführt wurden, mit rund 22 cm festgestellt werden. Im gleichen Boden, aber mit einer Wasserbedeckung von 20 cm Dicke, beläuft sich dieser Wert auf 13 cm, wogegen in einem Sodaboden, der mit Wasser und Reispflanzen bedeckt war, gleichzeitig nur bis zu einer Tiefe von 7 cm die Inversionsschicht nachgewiesen werden konnte. Werden nun die bisher angeführten Multiplizierfaktoren verwendet, so erhält man folgende Werte:

	In Sodaböden	Unter einer 20 cm dicken Wasserschicht	Unter einem Reisbestand
Mächtigkeit der täglichen Inversionsschicht	22 cm	13 cm	7 cm
Untergrenze der täglichen Aktivitätsschicht	66 cm	40 cm	20 cm
Untergrenze der jährlichen Inversionsschicht	660 cm	400 cm	200 cm
Untergrenze der jährlichen Aktivitätsschicht	1300 cm	800 cm	400 cm

Es wäre unrichtig, die obigen Zahlenwerte als Absolutwerte aufzufassen, da die Messungen der Bodentemperatur in Sodaböden nur bis zu einer Tiefe von 30 cm sich erstrecken. Die für die Mächtigkeit der täglichen Inversionschichten angeführten Werte sind annähernd genau. Die Tiefe der täglichen Aktivitätsschicht wurde als die dreifache Tiefe der Schicht *a*, die Tiefe der Schicht *c* als das 30-fache der Tiefe der Schicht *a* und die der jährlichen Aktivitätsschicht als das 20-fache der Tiefe der Schicht *b* angenommen.

Die Unterschiede welche zwischen den drei verschiedenartig bedeckten Böden gefunden wurden, sind wahrscheinlich etwas übertrieben, doch sind dieselben dazu geeignet, die Aufmerksamkeit auf die Unterschiede zu lenken, welche zwischen den klimatischen Zonen der verschiedenen Substrate bestehen können.

Die hier erwähnten drei Messpunkte lagen nahe zu einander. Demzufolge muss vorausgesetzt werden, dass bei den in gleichen Tiefen bestehenden Temperaturunterschieden neben den vertikalen Wärmeströmen auch horizontale Wärmeströme auftreten. Handelt es sich hingegen um homogene Substrate von grosser Ausdehnung, so wird eine einheitliche, parallele Temperaturschichtung des Bodens ausgebildet.

Unter den Wasserschichten des Festlandes erfährt die vertikale Temperaturschichtung des Bodens eine Veränderung. Unter seichten Gewässern findet man alle vier Schichten, unter den Seen aber, bei welchen am Boden des Sees keine tägliche Temperaturschwankung mehr auftritt, sind die Schichten *a* und *b* auch nicht vorhanden.

Unter ausgedehnten Waldungen befindet sich die Untergrenze der jährlichen Aktivitätsschicht in geringerer Tiefe als unter einem offenen Gelände, somit rückt im Walde das Vorherrschen des geothermischen Gradienten näher zur Oberfläche.

Dabei soll durch die beiden angeführten Abbildungen (Abb. 7 und 8) belegt werden, dass innerhalb der Wälder die tägliche Aktivitätsschicht wesentlich dünner ist, als unter einer nahegelegenen Wiese. Wie ersichtlich, beträgt die Mächtigkeit der täglichen Aktivitätsschicht in einem Falle nahezu 20 cm, und im anderem Falle überschreitet dieselbe den Wert von 20 cm (bis zu dieser Tiefe stehen Messungen zur Verfügung), im Walde ist aber die Mächtigkeit nur 13—7 cm.

Infolge des ziemlich lockeren Beobachtungsnetzes der Bodenthermometer-Stationen und vielmehr noch infolge der geringen Zahl der stündlichen Beobachtungen, besteht keine Möglichkeit dafür, ein Bild über die Verschieden-

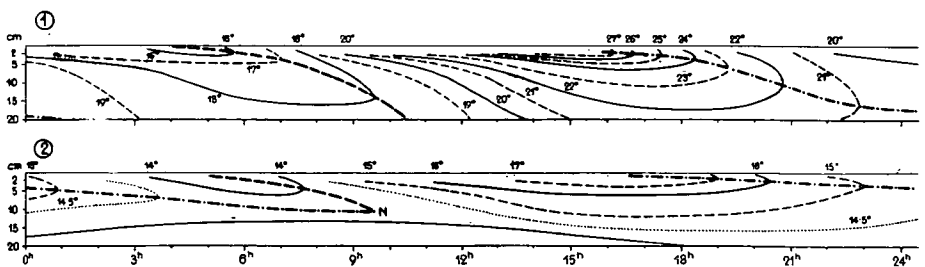


Abb. 7. Isolethen der Bodentemperatur
Bükk-Gebirge, Seehöhe 500 m. 1. An einer Wiese. 2. In jungem Buchenwald.

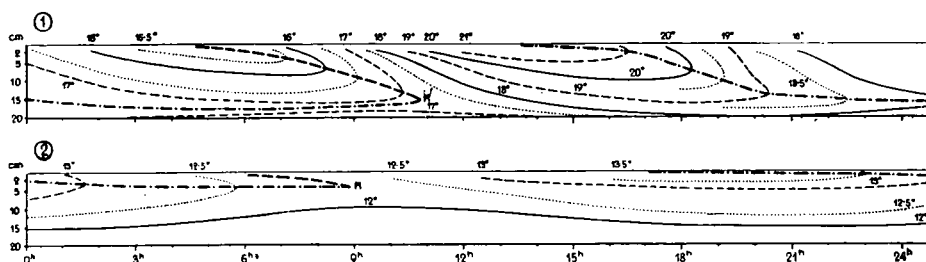


Abb. 8. *Isoplethen der Bodentemperatur*
Bükk—Gebirge, Seehöhe 700 m. 1. An einer Wiese. 2. In einem 50-jährigen
Nadelholzbestand.

heiten zu gewinnen, welche in den Merkmalen der täglichen Inversionsschicht und der täglichen Aktivitätsschicht in verschiedenen klimatischen Gebieten austreten. Besonders schwierig ist die Abgrenzung der Schichten *a* und *b* denn hierzu braucht man zumindest stündliche Beobachtungen. Würde es gelingen, Maximum-Minimum-Thermometer für Bodentemperaturmessungen zu konstruieren, aus deren Angaben könnte man sowohl die Untergrenze der Schicht *a* als auch die der Schicht *b* beststellen (s. Abb. 4), und man könnte sogar, mit Thermometern, welche in einer entsprechenden Tiefe untergebracht werden, die Lage des jährlichen neutralen Punktes sowie dasjenige Niveau bestimmen, in dem keine Jahresschwankung mehr vorhanden ist.

Die Intensivierung der Bodentemperaturbeobachtungen würde es ermöglichen, die geographische Anordnung der vertikalen Temperaturschichtung des Bodens aufzudecken, was gleichzeitig zu einer *Erkundung der vertikalen klimatischen Zonen des Bodens* führen würde.

LITERATUR

- ANDERKÓ A.: A talaj melegének periódusos ingása. Matematikai és Fizikai Lapok, 18. Budapest 1909.
- BACSÓ N.—KAKAS J.—TAKÁCS L.: Magyarország éghajlata. Orsz. Meteorológiai Intézet hiv. kiadv., XVII. kötet Budapest 1953.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. — Braunschweig 1961.
- KUNKEL, G.: Meteorologisch-Mikroklimatische Beobachtungen in Valdivia (Südchile). Abhandlungen der deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1959.
- TAKÁCS, L.: A magyarországi talajok hőgazdálkodása. Az MTA Műszaki Tud. Osztályának Közleményei, X. kötet. Budapest 1953.
- WAGNER, R.: Adatok a Délkelet-Alföld mikroklimájához. Földrajzi Értesítő, V. 1956.
- WAGNER, R.: Die Temperatur des Bodens, des Wassers und der Luft in Kopáncs. I—II. Acta Climatologica, Tom. IV—V. und Tom. VI. Szeged 1965 und 1966.

II.

Ein mathematisches Modell für die thermische Schichtung des natürlichen Bodens

von L. TAKÁCS

Summary: (*A mathematical model of the thermal stratification of the natural soil*)

— For the purposes of a mathematical formulation of the fourfold thermal stratification of natural soils within the diurnal and annual variation of temperature (u) according to the depth of the soil (z) and the time (t), a model F [uzt] has been constructed, the approximate function of which — after a harmonic analyse of the observed data — by the first and second members can be represented with an exactitude sufficient for the most part of the theoretical and practical purposes. The first partial derivate according to z of that approximate function has been defined as a gradient. If the gradient is equal to zero, an inversion will take place in the soil. In the isopleth-representation the line $\frac{\partial F}{\partial z} = 0$

is called an inversion-line. The maximum depth of this line is determined by the marginal depth of the so-called diurnal (annual) inversion layers. Similarly the first partial derivate according to t has been defined as a thermal tendency. If this is equal to zero, a thermometrical extreme will take place in the upper layers of the soil. In the representation by isoplethes the line $\frac{\partial F}{\partial t} = 0$ is called an extreme-line. The maximum depth of this line

(until the diurnal or annual periodical phenomena penetrate into the soil) is identical with the marginal depth of the so-called diurnal (annual) active layer. By the aid of these, one may in the form of mathematical formulars obtain the mathematical conditions of the occurence of the thermal stratification of the soil.

Zusammenfassung: Für die mathematische Abfassung der vierfachen thermometrischen Schichtung von natürlichen Böden im Rahmen der periodischen täglichen bzw. jährlichen Temperaturbewegung (u) nach der Bodentiefe (z) und laufender Zeit (t) wurde ein Modell $F[uzt]$ konstruiert, dessen Näherungsfunktion nach den ersten zwei Gliedern der harmonischen Analyse von Beobachtungsangaben für die meisten praktischen und theoretischen Ansprüche mit genügender Pünktlichkeit dargestellt werden kann. Die erste partielle Ableitung nach z dieser Näherungsfunktion wurde als Gradient definiert. Wenn der Gradient Null ist, tritt eine Inversion im Boden auf. In der Isoplethendarstellung nennt man die Linie $\frac{\partial F}{\partial z} = 0$ eine Inversionslinie. Die maximale Tiefe der Inversions-

linie bestimmt die Grenztiefe der sog. täglichen (jährlichen) Inversionsschichten. Die erste partielle Ableitung nach t wurde als Tendenz definiert. Wenn diese gleich Null ist, tritt in den obersten Bodenschichten ein Extremwert auf. In der Isoplethendarstellung nennt man die Linie $\frac{\partial F}{\partial t} = 0$ eine Extremitätslinie. Die maximale Tiefe

der Extremitätslinie (bis die täglichen bzw. jährlichen periodischen Erscheinungen

in den Boden eindringen) bestimmt die Granztiefe der sog. täglichen (jährlichen) aktiven Schicht. Dadurch könnte man die mathematischen Bedingungen für das Auftreten der thermischen Schichtung des Bodens formelmässig angeben.

Mit der Veränderung und Fortpflanzung der Temperatur im Boden hat man sich seit langer Zeit sehr viel beschäftigt. Die Theorie der Temperatur- und Wärmebewegungen im Erdboden gründet sich auf die theoretischen Wärmelehren von Fourier (1822) und Poisson (1835).

Viele berühmte Forscher haben die Theorie mit den Erfahrungen verglichen. Aus der wirklich reichen Fachliteratur sei hier nur eine klassische Feststellung von R. Geiger (1961) wörtlich zitiert: „Aus all den starken Einwirkungen der wechselnden Witterung auf die Bodentemperaturen, wird man entnehmen können, dass die eleganten Jahres- und Tagesgänge der Bodentemperaturen, wie sie zur Bestätigung der ... (durch verschiedene Vereinfachungen der Anfangs- und Grenzbedingungen festgestellten) ... Gesetze in physikalischen und meteorologischen Lehrbüchern erscheinen, nur ein Rechenergebnis aus langen Beobachtungsreihen ... (wir können wieder hinzufügen: oder eine spezielle Auswahl der Daten an günstigsten Strahlungstagen) ... sind, die tunlichst in einem künstlich homogenisierten Boden gemacht sind. Wenn wir uns dieser Einschränkung bewusst sind, können wir solche ausgeglichene Reihen noch verwenden, um den Zusammenhang des Jahres- und Tagesganges der Temperatur mit der Jahreszeit und Bodentiefe aufzuzeigen.“

Der lebende „natürliche“ Boden — wie trivial bekannt — ist kein homogenes Medium: Die Temperaturleitzahl ist keine Konstante, die Temperaturwellen pflanzen sich nicht bis zu einer unendlichen Tiefe fort, sondern nur bis zu einem Schichtniveau. Der lebende Boden ist kein isotropes Medium: das logarithmische Dekrement der Amplituden ist äusserst selten gleich der Verzögerung der Phasenzeiten. Die Wärmebewegung geht nicht ausschliesslich unidimensionell vor sich. Im lebenden Boden können Wärmemengen erscheinen (z. B. durch chemische Prozesse, Düngerreste), oder sich in eine andere Form der Energie (z. B. durch latente Wärme der Vaporisation, der Solidifikation) umwandeln. Im voraus setzen wir keine solche beschränkende Vorbedingungen auf.

Im folgenden versuchen wir einen mathematischen Modell aufzustellen, dessen Gültigkeit (i. e. die Möglichkeit der Zumessung der Theorie zu den empirischen Daten) nicht nur unter idealisierten Umständen, sondern ganz allgemein gesichert scheint. Die strenge mathematische Auffassung der verwinkelten Probleme der Temperaturbewegung (also auch des Wärmeumsatzes im Boden) ist im Gebiete der einfachsten (elementaren, primitiven) Funktionen nicht möglich, — viel mehr im Gebiete des erweiterten Funktionsbegriffs. In unserem Modell möchten wir durch

$$F[a, b, c, \dots u, z, t]$$

eine zusammengesetzte Funktion bezeichnen, deren Argumente — im eckigen Klammer stehenden a, b, c, \dots — nicht nur sog. unabhängige-abhängige *Veränderlichen* (u, z, t), sondern wieder *Funktionen*, (z. B. $k(z, t)$ Funktion der Tiefe und der Zeit), numerische *Konstanten* (z. B. $l(N, E, m)$ geographische Lage), bodenphysikalische (meistens veränderliche) *Koeffizienten* und solche meteorologische *Umgebungsparametern* sein können, die mit der Bodentemperatur nur in verschiedenen stark korrelierten stochastischen Verbindungen stehen. In unserem Modell F können wir also prinzipiell alle Faktoren (Elemente

des Modells, Argumente der zusammengesetzten Funktion) in einem *mathematischen Symbol zusammenfassen*, durch deren die für eine gewisse Bodentiefe (z_i) und in einem gewissen Beobachtungszeitpunkt (t_i) aufgezeichnete Bodentemperatur (u_i) bedingt wird.

Solche Bedingungsfaktoren (ohne alle mögliche derselben aufzählen zu wollen) sind z. B.:

- die Bodenfeuchtigkeit, bzw. der Wassergehalt des Bodens, möglicherweise als „Näherungsfunktion“ der Tiefe und der Zeit: $n(z, t)$;
- die Beschaffenheit des Bodens, die Bodenart mit genügender Unterteilung, z. B. lehmiger Sandboden, als ein nur sehr langsam veränderlicher Bedingungsfaktor: (a) ;
- die chemische Zusammensetzung des Bodens, insbesondere Humusgehalt (h), Salzgehalt (s), PH-Werte (p), als verhältnismässig dauerhafte Konstanten;
- das physikalische Gefüge des Bodens, insbesondere Porosität (p) Porenvolumen, Kerngrößen, Art und Weise bzw. Tiefe der agrotechnischen Kultivation, ...
- die bodenphysikalischen Koeffizienten, insbesondere Dichte (r), spezifische Wärme (c_s), Wärmekapazität der Volumeneinheit (w), Wasserkapazität, ...
- die Temperaturleitfähigkeit, bzw. Wärmeleitfähigkeit, die wieder Näherungsfunktionen sind: $k(n, r, w, p, \dots)$;
- die Bodenbedeckung, die Vegetationsparameter des Bestandes, ...
- die verschiedene Strahlungsparameter, das Albedo, die Strahlungskomponenten, die energetische Mengen der Einstrahlung, effektiven Austrahlung, der Strahlungsbilanz, die Länge des Tageslichts, bzw. die Zeit des Sonnenaufganges und Unterganges, die Sonnenscheindauer, die Wolkenart und -Höhe, ... als solche Faktoren, die die Temperatur der obersten Bodenschichten meistens nur in einer stochastisch angebbaren Weise, aber sehr stark beeinflussen;
- die Lufttemperatur in bodennahen Luftschichten und in Beständen, und damit zusammenhängend die Parameter des Windes, der turbulenten Diffusion, des Wärmeaustausches gegen die Luft auch mitspielende Faktoren sind; solche sind auch
- die hydrometeorologischen Parameter, Niederschlag, Tau, Verdunstung, Evaporation, Evapotranspiration, ...
- und so weiter ...

Diese $F[a, b, c, \dots u, z, t]$ mathematische Abfassung ist ganz allgemein, sie enthält keine Beschränkungen, keine Initial-, Anfangs- oder Grenzbedingungen. An der Seite der Erfahrung besteht eine Tatsache: eine empirisch festgestellte

$$u_i, z_i, t_i$$

Zahlendreiheit, die in den Beobachtungstagebüchern festgesetzt wurden, in denen auch die anderen, oben angeführten massgebenden Elemente durch gleichzeitige Messungen bzw. Beobachtungen womöglich zahlenmässig oder gut umgeschrieben zur Verfügung stehen.

Mit dem durch F aufgeschriebenen Symbol möchten wir an der Seite der Theorie andeuten und ausdrücken, dass eine gewisse Beziehung, Verbindung, Zusammenhang, Korrelation — mit einem Worte: eine gewisse *Kohärenz* — zwischen den a, b, c, \dots Elementen des Modells besteht, ohne die nähere mathematische Umschreibung von Inhalt und Form dieser Kohärenz endgültig angeben zu wollen. Trotzdem möchten wir dieses Modell F mit der Eigenschaften einer stetigen und differenzierbaren Funktion versehen, und

einige Begriffe bzw. mathematische Operationen einfach und unverändert aus der Funktionstheorie übernehmen.

Die Möglichkeit der Erweiterungen immer aufrechterhaltend beabsichtigen wir nach unserer nächsten Zielsetzung zum erstenmal mit einem Modell uns zu beschäftigen, welches nur drei Elemente: u , z , t , hat.

Lenken wir unsere Aufmerksamkeit einstweilen auf die Zahlendreiheiten. Für uns ist eine u , z , t Zahlendreiheit eine Gegebenheit. Bevor wir uns mit dieser Gegebenheit beschäftigen, ist es unbedingt notwendig die Andeutung der einzelnen Elemente, die Eigenheiten der Zahlendreiheit kurz zusammenzufassen, — auch in dem Falle, wenn ein Teil deren, was wir zu sagen haben, selbstverständlich oder ganz trivial erscheinen.

Das Definitionsbereich des Elementes u reicht von $-273\text{ }^{\circ}\text{C}$ (0° -Kelvin) bis zu beliebigen Graden, praktisch zwischen den meteorologischen Extremtemperaturen. Die Extreme haben keine bestimmten Grenzen, wie bekannt, können auch in der Meteorologie neue Rekorde erreicht werden. Der natürliche Nullpunkt der Skale ist der Taupunkt des Eises (es können positive und negative Beobachtungsangaben gleicherweise vorkommen), oder manchmal 0° K , oder kann auch eventuell ein anderer Ausgangspunkt vorgestellt werden, z. B. die Mitteltemperatur auf eine gewisse Schichtentiefe oder Zeitpunkt (mit + resp. — Angaben). Gegenstand der Beobachtung ist die von irgendeinem Thermometer abgelesene $^{\circ}\text{C}$ Temperatur. Die Natur des Elementes ist kontinuierlich: im Falle einer Aenderung müssen zwischen zwei Werten sämtliche inzwischen liegenden Werte aufgenommen werden.

Das Definitionsbereich des Elementes z liegt vom Erdboden vertikal nach unten gerichtet, prinzipiell bis zur beliebigen Tiefe, praktisch in den obersten Bodenschichten von einigen dm, resp. m. Die exakte Feststellung des 0-Punktes der Skale verursacht manchmal Schwierigkeiten, z. B. bei mit Wurzeln stark durchnetzten Bodenoberfläche, oder im Falle von durch Deflation, resp. Aflation verursachten Aenderungen, bei Schneedecke oder bei unebener Oberfläche. Der Gegenstand der Beobachtung ist die Feststellung der Schichtentiefe.

Von der Meteorologischen Weltorganisation (WMO) werden für agrometeorologische Beobachtungen die folgenden Schichten empfohlen: 5, 10, 20, 50, 100 cm.

Die Beobachtungen werden im allgemeinen mit nahe *zueinander* und nicht streng vertikal *untereinander* angebrachten Thermometern vorgenommen, die erhaltenen Angaben werden jedoch (mit Annäherung) *unidimensional* interpretiert, ungeachtet der gar nicht unbedeutenden territorialen (zweidimensionalen) Streuung der Bodentemperaturen, welche in der gleichen Tiefe beobachtet werden kann. Infolge der geringen Ungewissheit der Einstellung der Messungsniveaus und der Ahomogenität des Bodens hat Z. VARGA H. (Die Streuung der Bodentemperatur, Időjárás 1960, S. 375) unter unbebauter Bodenoberfläche bei einem gebundenen Lehm Boden bei den Tiefen von 5 resp. 10 cm eine Streuung von 0,8 resp. 0,3 $^{\circ}\text{C}$ innerhalb von 1 m^2 mit Quecksilberthermometer bei klarem Wetter, in fünfzehnmaler Wiederholung festgestellt. Nach seinen Untersuchungen sollten innerhalb 1 m^2 in der Tiefe von 5 cm an 311 Punkten; und in der Tiefe von 10 cm an 35 Punkten gleichzeitige Messungen ausgeführt werden, um unter dieser unbebauten Bodenoberfläche von 1 m^2 die durchschnittliche Temperatur mit einer Genauigkeit von 0,1 $^{\circ}$ feststellen zu können.

„Da die Teile der Erdoberfläche eigentlich als zweidimensionelle Grössen zu betrachten sind, bereitet deren genaue Temperaturbestimmung, die ja wegen der grundlegender Bedeutung der Oberfläche als Sitz sowohl in der Wärmeeinnahme und der Wärmeabgabe als auch in der Reflexion der Strahlung und in der Verdunstungs- bzw. Kondensations-

fläche sehr wichtig, grosse Schwierigkeiten“ — wie KERÄNEN l. c. erwähnt. Diese grundlegende und messtechnische Schwierigkeiten haben wir so zu vermeiden versucht, dass wir aus der allernächsten Umgebung des Beobachtungsfeldes feine Erbodenteilchen gesammelt, und mit diesem Pulver durch eine Chloroformlösung des Kunststoffes PERS-PEX als Klebemittel das Thermometergefäss in einer Schichtdicke von etwa 1 mm umgeben haben, wobei das Gefäss zur Mitte auf der Erdoberfläche halb im Boden eingebettet liegt. Die Reflexionsfähigkeit der Oberfläche des so; «gefärbten» Thermometergefässes soll möglichst genau dieselbe sein wie die der in der nächsten Umgebung befindlichen unbewachsenen und natürlichen Fläichenstücken. Die Weiterleitung der Temperatur geschieht ebenso, wie von einer winzigen Scholle des natürlichen Bodens. Wir können dadurch für die Temperaturmessung eine Schichttiefe von weniger als 0,1 cm reproduzieren, deren Benennung einfachheitshalber „0 cm“ bleibt. Durch diese „Näherung“ müssen wir im täglichen Gange eine Verspätung der Phasenzeiten der Extreme von halb bis zu einer vollen Stunde mit in Kauf nehmen.

Das Definitionsbereich des Elementes t reicht vom Beginn der Beobachtungsreihe bis zum gegenwärtigen Augenblick. Ausser dem Intervall nach rückwärts können wir nur mit Rechnungen, nach vorne aber nur mit Prognose fortschreiten. Obwohl das Element, die laufende Zeit sich in eine Richtung ändert, wenn wir das Material der Untersuchung aus Archivangaben nehmen, können wir innerhalb des Intervalls von einem beliebigen Zeitpunkt t_0 sowohl nach vorne, als nach rückwärts fortschreiten. In den Aufzeichnungen können wir sozusagen blättern. Das Element ist ihrer Natur nach *kontinuierlich*. Die Kurven der Linien-registrierungen wären tatsächlich kontinuierlich, aber die Punktopographen liefern bereits nur eine Reihe von diskreten Punkten.

Was uns zur Verfügung steht, ist meistens nur eine diskrete Angabe: die Ablebung eines bestimmten Stundenwertes auf einen gewissen Kalendertag (oder Monat, Jahr) oder auf andere Zeitdauer (Pentade, Dekade, Tageszeit, Jahreszeit, Dezennium, usw.) bezügli cher Mittelwert der Temperatur. Die natürliche Periodizität des Elementes ist der Tag und das Jahr im Zusammenhange mit dem scheinbaren Gang der Sonne. Der Gegenstand der Beobachtung des Elementes ist: Aufzeichnung des Datums, Jahr, Monat, Tag, Stunde, Minute. Der Nullpunkt der Skale ist beliebig zu wählen, die Einheit ebenfalls.

Um die Eigenschaften und Gesetzmässigkeiten der thermischen Schichtung des natürlichen Erdbodens näher feststellen zu können untersuchen wir gleichzeitig die mathematisch festsetzbaren Eigenschaften unseres Modells, und die Angaben der Beobachtungstabellen selbst.

Es stehen uns zwei Grundtabellen zur Verfügung. Die Tabelle I.1 und I.2 enthält die stündliche Bodentemperaturbeobachtungen, die an der Forschungsstelle Szarvas vom Mittag 10. 6. 1964. bis Mittag 13. 6. 1964. in den Tiefen 0, 1, 2, 5, 10, 20, 30, 50 cm (ergänzend mit den täglich dreimaligen Klimaterminablesungen in den Tiefen von 100 bzw. 150 cm) durchgeführt worden sind.

Beide zweidimensionelle Tabellen haben gleiches Gefüge. Die Zeilen sind nach der fixen Zeit t_i (volle Stunden nach mittlerer Ortszeit,) die Spalten nach den oben angeführten fixen Tiefen z_i benannt. Die u_i Tafelwerte sind bis Zehntelgrade beobachtet und aufgeschrieben.

Nach der oben angeführten Beschreibung von Eigenschaften und von Andeutungsintervallen dieser in den Tabellen koordinierten u_i , z_i , t_i Elemente des Modells gibt es keinen mathematischen Unterschied zwischen den Elementen selbst, deswegen kann man diese Elemente als *räumliche Koordinaten* in einem dreidimensionalen Descartes'schen Koordinatensystem auffassen und

Tabelle I. 1.

Stündliche Beobachtungsdaten der Bodentemperatur unter nackten Oberfläche an heiteren Sommertagen Szarvas Juni 1964. Bodenart: karbonatreicher, humusreicher Wiesenboden

Tag	Stde	0	1	2	5	10	20	30	50	100	150
10. VI.	13	40,7	31,7	29,3	25,8	22,9	20,7	20,4	20,2		
	14	38,8	32,5	30,5	27,3	24,3	21,0	20,5	20,1	17,0	14,0
	15	39,1	32,7	30,6	27,9	25,1	21,3	20,5	20,0		
	16	36,6	31,7	30,1	28,0	25,6	21,6	20,6	20,0		
	17	31,2	29,6	28,9	27,6	26,0	22,1	20,8	20,0		
	18	27,6	26,8	27,1	26,7	25,7	22,8	21,0	19,9		
	19	22,5	23,8	25,0	25,4	25,2	22,8	21,0	19,9		
	20	19,7	21,7	23,2	24,1	24,5	22,8	21,1	19,9		
	21	18,0	20,2	21,8	22,9	23,7	22,8	21,2	19,9	17,1	14,1
	22	17,0	19,4	20,8	22,1	22,7	22,8	21,2	19,9		
	23	16,0	18,2	19,8	21,2	22,4	22,7	21,3	19,9		
	24	15,5	17,6	19,2	20,6	21,8	22,5	21,3	19,9		
11. VI.	01	15,5	17,4	18,8	20,2	21,3	22,3	21,3	19,9		
	02	15,5	17,2	18,5	19,8	20,9	22,1	21,3	19,9		
	03	15,4	17,0	18,2	19,4	20,5	21,9	21,3	19,9		
	04	15,4	16,9	17,9	19,0	20,1	21,7	21,3	19,9		
	05	15,3	16,7	17,6	18,6	19,9	21,5	21,2	19,9		
	06	17,7	17,6	17,9	18,5	19,6	21,3	21,1	19,9		
	07	24,5	21,2	19,6	19,1	19,6	21,2	21,1	19,9	17,1	14,1
	08	31,8	25,7	22,2	20,5	20,0	21,1	21,1	19,9		
	09	36,6	29,1	24,7	22,1	20,8	21,0	21,0	19,9		
	10	40,5	32,5	27,8	24,4	22,0	21,0	21,0	19,9		
	11	45,6	35,5	30,5	26,5	23,4	21,1	20,9	19,9		
	12	49,0	37,4	33,0	28,5	24,8	21,4	20,9	19,9		
	13	50,9	38,7	35,0	30,4	26,4	21,8	21,0	19,8		
	14	50,0	40,0	35,8	31,6	27,6	22,4	21,0	19,8	17,2	14,2
	15	48,5	40,2	36,0	32,3	28,6	22,8	21,2	19,8		
	16	46,0	39,2	35,8	32,5	28,6	23,4	21,3	19,8		
	17	37,5	35,2	34,2	32,0	29,5	23,8	21,5	19,8		
	18	35,5	33,4	32,2	30,9	29,4	24,3	21,7	19,8		
	19	29,5	29,8	30,2	29,8	29,4	24,6	21,8	19,8		
	20	25,5	27,2	28,4	28,6	28,3	24,8	22,0	19,8		
	21	23,0	25,2	26,6	27,3	27,6	24,9	22,2	19,8	17,2	14,3
	22	22,5	24,4	25,6	26,4	26,9	25,0	22,3	19,9		
	23	20,6	23,1	24,6	25,4	26,2	24,9	22,5	19,9		
	24	20,0	22,0	23,8	24,8	25,6	24,8	22,5	20,0		

Tabelle I. 2.

Stündliche Beobachtungsdaten der Bodentemperatur unter nackten Oberfläche an heiteren Sommertagen Szarvas Juni 1964. Bodenart: karbonatreicher humusreicher Wiesenboden

Tag	Stde	0	1	2	5	10	20	30	50	100	150
12. VI.	01	19,2	21,5	23,1	24,1	24,9	24,6	22,6	20,0		
	02	18,4	20,8	22,4	23,4	24,2	24,4	22,6	20,0		
	03	17,7	20,0	21,6	22,8	23,5	24,2	22,7	20,1		
	04	17,0	19,2	20,8	22,2	22,8	24,1	22,7	20,1		
	05	18,5	19,8	20,8	21,8	22,8	23,8	22,6	20,2		
	06	24,0	22,5	21,5	21,8	22,7	23,6	22,7	20,2		
	07	31,3	26,7	23,6	22,6	22,7	23,5	22,7	20,3	17,2	14,3
	08	36,0	29,6	25,9	24,0	23,2	23,3	22,6	20,3		
	09	41,3	32,7	28,0	25,4	23,8	23,3	22,6	20,3		
	10	47,4	37,4	31,2	27,5	25,0	23,3	22,6	20,3		
	11	50,7	39,7	33,6	29,4	26,2	23,4	22,5	20,3		
	12	47,0	39,0	35,4	31,4	26,5	23,6	22,5	20,3		
	13	53,0	40,6	36,0	31,5	28,5	24,0	22,5	20,3		
	14	49,0	40,0	36,2	32,5	29,2	24,4	22,6	20,3	17,3	14,4
	15	49,0	41,0	37,0	33,2	30,0	24,8	22,7	20,4		
	16	45,5	39,6	36,6	32,8	30,6	25,2	22,8	20,4		
	17	40,0	36,6	35,0	32,0	30,7	25,5	23,0	20,4		
	18	36,0	34,2	33,2	31,4	30,6	25,8	23,2	20,4		
	19	28,5	28,9	30,6	30,2	30,0	26,2	23,3	20,4		
	20	25,0	27,3	28,8	29,1	29,2	26,3	23,4	20,4		
	21	23,0	25,6	27,4	28,2	28,6	26,3	23,6	20,4	17,3	14,4
	22	21,5	24,4	26,2	27,2	28,0	26,3	23,7	20,5		
	23	20,0	23,2	25,0	26,3	26,3	26,3	23,7	20,5		
	24	19,0	22,0	24,0	25,3	26,1	26,1	23,8	20,5		
13. VI.	01	18,5	21,3	23,3	24,6	25,6	25,8	23,8	20,6		
	02	18,0	20,6	22,6	23,9	25,1	25,6	23,8	20,6		
	03	17,5	20,0	21,8	23,2	24,6	25,4	23,8	20,7		
	04	17,0	19,4	21,0	22,4	24,0	25,2	23,8	20,7		
	05	18,5	20,0	21,0	22,4	23,7	25,0	24,0	20,7		
	06	22,5	21,6	21,6	22,2	23,4	24,7	23,8	20,8		
	07	30,5	26,2	23,8	23,0	23,4	24,5	23,8	20,9	17,3	14,5
	08	37,5	30,8	26,4	24,4	23,8	24,3	23,6	20,9		
	09	44,5	35,2	29,6	26,2	24,5	24,2	23,6	20,9		
	10	47,5	37,8	31,8	27,9	25,5	24,2	23,5	20,9		
	11	50,0	39,8	34,2	30,0	26,8	24,4	23,5	20,9		
	12	49,5	39,4	35,6	31,2	28,0	24,5	23,4	21,0		

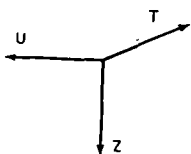


Abbildung 1.
Darstellung der
Richtung der
Achsen des drei-
elementigen Mo-
dells.

durch räumliche Punkte veranschaulichen. Aus zweckmäßigen Gründen wählen wir die Richtung der positiven Koordinatenachsen des Systems U Z T für die Veranschaulichung gemäss der Abbildung 1.

In der Meteorologie und Klimatologie gibt es für die meisten sog. klimatologischen Elemente ein allgemein angenommenes Grundprinzip, nämlich das *Prinzip der Stetigkeit*. (Wir haben oben schon gezeigt, dass alle drei Elemente unseres Modelles *stetig* sind). Aus diesem Grundprinzip folgt unmittelbar das *Prinzip der Interpolationsfähigkeit*, d. h.: wir sind vollberechtigt als *wahrscheinlichste Näherung* zwischen zwei t_1 und t_2 Beobachtungsterminen für einen Zeitpunkt t_m ($t_1 < t_m < t_2$) und/oder zwischen zwei z_1 und z_2 Bodentiefe für eine Zwischentiefe z_n ($z_1 < z_n < z_2$) je einen Wert (u_m bzw. u_n) für die Temperatur *interpolieren*. Das Resultat der Interpolation ist ein *Näherungswert*, den man mathematisch ausrechnen, oder graphisch angeben kann.

Die Art der mathematischen Interpolation kann nach zwei Punkten eine *lineare*, nach drei nacheinanderfolgenden Punkten eine *parabolische*, nach mehreren Punkten eine sog. *sinusische* sein. Das letztere Verfahren ist als *harmonische Näherung*, als Reihenentwicklung nach Fourier'schen Koeffizienten bekannt. Die graphische Interpolation geschieht durch anpassende Kurvenführung unter den angegebenen Punkten.

Aus diesen Prinzipien (Stetigkeit, Interpolierbarkeit) folgt, dass wir durch den angegebenen u_i, z_i, t_i Punkten eine *räumliche (dreidimensionelle) Näherungsfläche legen* können. Abbildung 2 veranschaulicht eine solche, aus der Tabelle I.1 durch graphische Interpolation hergestellte Näherungsfläche. Die oben krumme Fläche geht in den grösseren Tiefen in eine fast ebene Fläche über.

Das Bild unseres Modells $F[u, z, t]$ von drei Elementen ist also eine dreidimensionelle Näherungsfläche. Nach einer mathematischen Verallgemeinerung entspricht für ein Modell aus 4, 5, ... n Elemente eine 4, 5, ... n dimensionelle Näherungsfläche, wenn für das vierte, fünfte, ... n-te Element die Prinzipien der Stetigkeit und Interpolierbarkeit anwendbar sind. Es ist immer von vornherein nach der Untersuchung der Natur und Definitionsbereich, Gültigkeitsbereich eines neuen Elements zu erklären, ob die Grundprinzipien gültig sind.

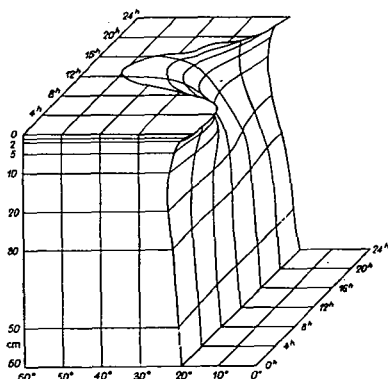


Abbildung 2. Darstellung des
Temperaturganges in einem UZT
dreidimensionalen Koordinaten-
system. Szarvas, 11. Juni
1964., 00 — 24 Uhr, 0,1 — 60 cm.

Wir müssen betonen, dass die fehlenden u_m bzw. u_n Beobachtungen für die t_m Zwischenstermine und in den z_n Zwischentieffen völlig ebenbürtig durch Interpolationen nicht ersetzbar sind. Der Vergleich des Modells mit der vollen Wahrheit, mit der physikalischmeteorologischen Realität kann immer nur durch Interpolationen, durch Näherung mit einer gewissen *Wahrscheinlichkeit*,

Tabelle II.

Die harmonische Koeffizienten der Bodentemperatur
Szarvas 00—24^h. 11. VI. 1964.

z	cm	0	1	2	5	10	20	30
A _{0z}	C°	30,52	27,62	26,46	25,37	24,47	22,71	21,45
A _{1z}		17,40	11,19	8,98	6,95	5,12	2,02	0,60
A _{2z}		3,69	1,84	1,36	0,72	0,50	0,37	0,24
A _{3z}		0,90	0,65	0,28	0,31	0,35	0,27	0,14
A _{4z}		0,44	0,56	0,40	0,36	0,32	0,27	0,11
A _{5z}		0,70	0,41	0,35	0,29	0,34	0,19	0,11
B _{1z}	°	245	232	218	203	184	150	122
B _{2z}		80	76	65	55	269	188	168
B _{3z}		93	87	136	15	182	153	146
B _{4z}		267	216	173	164	136	149	158
B _{5z}		188	157	158	144	137	144	146

mit einer gewissen Zuverlässigkeit geschehen, die *die meisten praktischen und wissenschaftlichen Anüchte sonssrt befriedigen können*. Eben deswegen ist es in unserem Modell F zwischen den funktionellen und den stochastischen Kohärenzen der Elemente kein grundsätzlicher, mathematischer, formaler Unterschied. Jede Näherung ist zwangsläufig immer mit einer Wahrscheinlichkeit und jede Messung mit einer gewissen Streuung der Messangaben verbunden. Daher haben wir alle, sonst logische stochastische Kohärenzen in unser Modell F eingenommen. Aber sei die Korrelation noch so gross, folgt aus dieser Kohärenz keineswegs eine funktionelle Verbindung im Sinne der reinen Mathematik, höchstens eine mehr oder weniger strenge Kohärenz im Sinne der statistischen Methoden anwendenden, mit streuenden Beobachtungs- oder Messungsdaten arbeitenden Naturwissenschaften. Wir haben im Gebiete der Untersuchungen immer mit einem Modell F zu tun, besonders dann, wenn in der Erzeugung einer Erscheinung mehrere Ursachen zusammenspielen können.

Die positive Richtung der Achsen des zur Veranschaulichung der Näherungsfläche verwendeten Koordinatensystems U Z T haben wir deshalb in der auf der Skizze der Abbildung 1 angebrachten Weise gewählt, damit die auf die Achsen U Z T senkrechte Flächenschnitte mit der üblichen eingeführten Veranschaulichung in einer Koordinaten-Ebene sich in Übereinstimmung befinden.

Wenn der Schnitt auf die Achse Z vom Anfangspunkt in einer gewissen Entfernung $z_i = \text{Konstante}$ senkrecht ist, wird dies am mathematischen Modell folgenderweise bezeichnet: F [z_i (tu)]. Dieser Schnitt ist identisch mit der Abbildung, wo die laufende Zeit (als Abszisse) an der horizontalen Achse, die Temperatur aber (als Ordinate) an der vertikalen Achse veranschaulicht wird. Wenn man die Gestaltung der Bodentemperatur in mehreren verschiedenen Tiefen in einem Bilde darstellen will, müssen die einzelnen Glieder der Kurvenschar mit einer entsprechenden Zeichnungstechnik, mit der „Notierung“ der

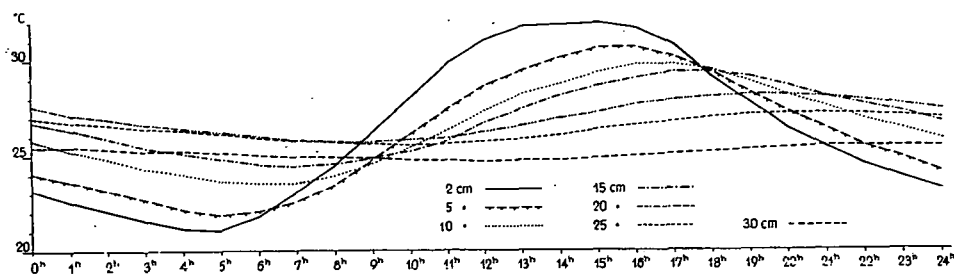


Abbildung 3. Tagesgang der Bodentemperatur im Sodaboden von Kópáncs. Auf Grund von 46-tägigen Mitteln, vom 11. Juli bis 25. August 1958. Modell $F[z_i(tu)]$

Kurven unterschieden werden. So stellt z. B. die Abbildung 3. (Wagner, 1965.) den durchschnittlichen Tagesgang der Bodentemperatur in sieben verschiedenen Tiefen dar. Nach der Verbindung der die 46-täglichen Durchschnittswerte der in viertelstündigen Zeitabschnitten ausgeführten Beobachtungen darstellenden Punkte mit Hilfe von geraden Linienabschnitten — (also eigentlich eine lineare Interpolation nach t anwendend) — erhalten wir eine fast flachlaufende Kurvenschar, deren einzelne Mitglieder eindeutig voneinander unterschieden werden können. An den gegen die tieferen Schichten immer abnehmende Amplitudos zeigende Kurven kommt die tägliche Periodizität der Bodentemperatur gut zu Tage. Die Isolinien schneiden sich im flachen Winkel, sie „oskulieren“.

Die Kurven steigen oder senken sich in der laufenden Zeit je nachdem die zur Zeit $t + \Delta t$ gehörende Temperatur den Wert $u + \Delta u$ (höher als der vorangehende), oder $u - \Delta u$ (niedriger als der vorangehende) annimmt. Die Kurven können aber mit der Achse u nie parallel sein, denn das würde bedeuten, dass zur selben Tiefe *gleichzeitig* auch mehrere Temperaturwerte gehören könnten, mit anderen Worten: dass wir keine Temperatur messen könnten.

Eine solche mit einer fortlaufenden Linie dargestellte Kurve ist eigentlich die Darstellung einer — vorläufig noch nicht näher bestimmten — expliziten Funktion. $u = f(t)$. Mit der oben bereits untersuchten berechtigten Annahme der Kontinuirlichkeit und der Interpolierbarkeit kann diese Funktion nach t differenziert und integriert werden. Der durch

$$\frac{du}{dt} \quad \text{oder} \quad \frac{df(t)}{dt} \quad \text{oder (im Zeitpunkte } t = a \text{) durch} \quad \left(\frac{df(t)}{dt} \right)_{t=a} \quad \text{bezeichnete,}$$

Begriff des Derivierten hat, wie aus der Funktionslehre bekannt, eine einfache geometrische Bedeutung: sie ist die Richtungstangente der Berührungsgerade der Kurve $u = f(t)$ im Punkte a . Wenn die Kurve steigt, so ist die Derivierte, mithin auch die Richtungstangente positiv: d. h. die positive Richtung der Achse $+T$ kann mit positiver Umdrehung bei einem Winkel $< 90^\circ$ in eine mit der Tangente parallele Richtung übertragen werden. Wenn die Kurve abnimmt ist die Derivierte und die Richtungstangente negativ: die Richtung der Achse $+T$ schliesst mit der Tangente im Punkte „a“ einen grösseren Winkel als 90° ein. Alle diese Begriffe, Bezeichnungen und Eigenschaften der Funktionslehre werden auf das Modell F übertragen, mit Hinsicht aber auf

die anderen Elemente des Modells verwenden wir hier das Zeichen der partiellen Differenzierung.

Es wird ferner ein neuer, aber unseres Erachtens leicht interpretierbarer Begriff eingeführt: *unter Tendenz verstehen wir den ersten partiellen Differenzialquotient nach t des Modells F , und bezeichnen sie:*

$$\tau = \frac{\delta F}{\delta t}$$

Bei einer positiven Tendenz der τ steigt die Kurve $F[z_i(t)u,]$ bei einer negativen Tendenz der τ sinkt die vorige Kurve, und wenn die Tendenz gleich 0 ist, so hat die Temperaturkurve im Zeitpunkt t_M , resp. t_m eine extreme Lage, und zwar:

ein Maximum, wenn die Kurve vom Ansteigen ins Sinken umschaltet,

ein Minimum, wenn die Kurve vom Sinken ins Steigen umschaltet.

Es kann ohne aller logischen Schwierigkeit angenommen werden, dass F nicht nur differenzierbar nach t , sondern auch integrierbar ist. Der Sinn des Integrals von t_1 bis t_2 ist: der Mittelwert der Temperatur zwischen einem früheren Zeitpunkt t_1 und einem späteren t_2

$$\int_{t_1}^{t_2} F dt = \bar{u}_{t_2-t_1}$$

Sein geometrischer Sinn ist derselbe, wie jener des bestimmten Integrals: die Höhe der durchschnittlichen Ordinate, oder: die Grösse der Fläche unter der Kurve auf dem Abschnitte t_2-t_1 , unter der Zeitraum von t_1 bis t_2 (Stunde, Tag, Pentade, Monat, Jahr usw.).

Wenn der Schnitt auf die Achse T — in einer Entfernung $t_i = \text{Konstante}$ — senkrecht ist, so ist die Bezeichnung unseres Modells: $F[t_i(uz)]$, und so erhalten wir die Temperatur u als Abszisse (links!) und die Bodentiefe z als Ordinate (nach unten!) abbildend die sogenannten Tautochronen. Unsere Abbildung 4. zeigt einige solche Tautochronen aus den in Szarvas ausgeführten Beobachtungen: die Tautochronen von 19, 20, 21, 22, 23 und 24 Uhr am 11. Juni 1964, sowie die Tautochronen von 04, 06, 07 und 08 Uhr am 12. Juni 1964, jedoch um die bessere Übersichtlichkeit wurde nur die Isolinie von 21 Uhr in ihrer ganzen Länge eingezeichnet. Die beobachteten Angaben

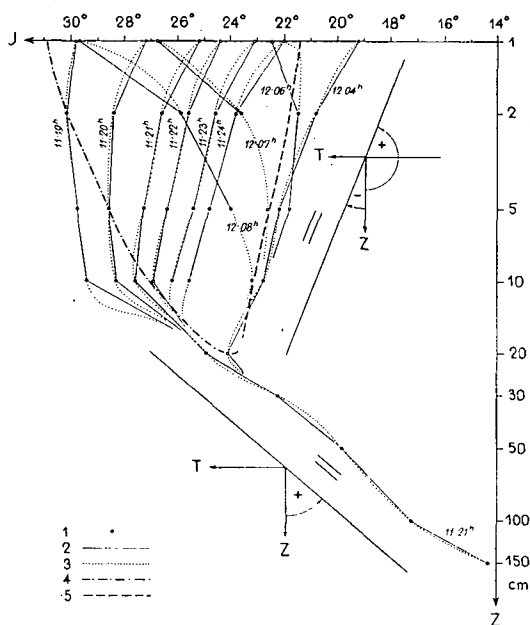


Abbildung 4. Tautochronen der Bodentemperatur, Szarvas, am 11. Juni 1964., um 19, 20, 21, 22, 23, 24, Uhr, bzw. am 12. Juni 1964 um 04, 06, 07, 08 Uhr MOZ. Modell $F[t_i(uz)]$

— lineare Interpolation
 graphische Interpolation
 Divergenzlinie
 Konvergenzlinie
 * * * beobachtete Werte.

wurden mit schrägen (x) bezeichnet, diese mit geraden Linienabschnitten und anpassender Linienführung (mit punktierter Linie bezeichneter graphischer Interpolation) zusammengebunden, um die zwischen den zwei Näherungen eventuell entstehenden Differenzen zu veranschaulichen. An der Ordinate wurde zur Hervorhebung der stärkeren Aenderungen der oberflächennahen Schichten logarithmischer Masstab angewendet. Die nach T skalierten Isokurven können sich auch mehrfach schneiden, in diesem Falle entsteht ein Tautochronnetz.

Wie ersichtlich sind in den oberflächennahen Schichten zwischen der graphischen Interpolation (Punktreihe) und der linearen Interpolation im logarithmischen Massstabes (die kontinuierlichen geraden Linienabschnitte) auch 1 Grad erreichende Abweichungen vorkommen. Die anpassende Linienführung die graphische Interpolation ist nämlich nicht frei von der individuellen Beurteilung des Zeichners, von dem sogenannten *persönlichen Effekt*.

Die Neigungsrichtung der Isokurven ist verschieden. In den Abschnitten, wo die Temperatur mit der zunehmenden Tiefe abnimmt, kann die Achse Z unter einer *positiven* Richtung (entgegengesetzt mit der Drehrichtung der Uhr) mit einem von 90° kleineren Winkel in die Richtung der Tangente des Tautochronabschnittes — (z. B. die Isolinie von 21 Uhr von der Tiefe von 10 cm bis 150 cm) — gedreht werden und umgekehrt: wo die Temperatur mit der zunehmenden Tiefe steigt, (z. B. die Linie von 04 Uhr 1—20 cm) ist die Richtung der Drehung von kleiner als 90° *negativ*. Selbstverständlich kann dieselbe Richtung auch mit einer positiven Drehung erreicht werden, dann ist aber der Winkel der Drehung grösser als der rechte Winkel, wie dies bereits an der Abbildung angedeutet wurde.

Jene Tautochronpunkte, bei welchen die Tangente der Anpassungskurven mit der Achse Z parallel wird (in anderen Worten: wo der mit der Achse Z eingeschlossener Winkel 0° oder 180° ist) haben wir an der Abbildung 4 mit strichpunktierter Linie —.—.—, resp. gestrichelter Linie — — — verbunden, wobei das Prinzip der Stetigkeit auf zwischen je zwei vollständigen Tautochronen vorstellbaren Linien erweitert wurde. Im ersten Falle übergeht die Temperatur an der Tautochronlinie in die Richtung der Tiefe fortschreitend vom Ansteigen ins Abnehmen, im zweiten Falle aber vom Abnehmen ins Ansteigen. Entlang der strichpunktierter Linie .—.—.— liegen die im ersten Teile unserer Arbeit bereits behandelten sogenannten *Warmpunkte* — deren Gesamtheit die sogenannte *Divergenzlinie* bildet; dagegen entlang der gestrichelten Linie — — — — — liegen die sog. *Kaltpunkte*, welche insgesamt die sog. *Konvergenzlinie* ergeben. Auf die mathematische Behandlung derselben kommen wir noch im weiteren zurück, lenken jedoch bereits hier die Aufmerksamkeit auf sie, da sie nicht nur an den Isoplethen, sondern auch in der Darstellung F [t_i (uz)] feststellbar sind.

Ebenso wie die Differenzierbarkeit nach t von der (an der Bildfläche TU erscheinenden) Funktion $u = f(t)$ auf das Modell F übertragen wurde, übertragen wir mit einer definitionsartigen Begriffsübernahme die Differenzierbarkeit nach z (welche jetzt als je eine Tautochronegleichung erachtet werden kann) auf die implizite Gestalt des Modells F:

als Gradient bezeichnen wir die erste partielle Derivierte des Modells F nach z multipliziert mit -1 in der folgenden Weise

$$\gamma = - \frac{\partial F}{\partial z}$$

Der Begriff der Gradienten ist aus der Aerologie, Mikrometeorologie, usw. nicht unbekannt, eine neue Definition derselben erachten wir aber als angebracht, nicht nur wegen ihrer Anwendung auf das Modell F, sondern auch deshalb, weil die Benützung des negativen Vorzeichens nicht an allen Gebieten einheitlich vorgenommen wird.

Laut unserer Definition ist also der Bodentemperatur-gradient positiv, wenn die Temperatur des Bodens nach unten, gegen die tieferen Schichten fortschreitend abnimmt, im entgegengesetzten Falle ist sie negativ. Wo (und wann) eine Vorzeichenänderung vor sich geht, dort (und dann) ist

$$\frac{\partial F}{\partial z} = 0$$

das ist also der Fall an den oben erwähnten Warm- und Kaltpunkten.

Wie es auch aus einigen Tautochronen der Abbildung 4 ersichtlich ist, haben nicht alle Tautochronen innerhalb der Bildfläche einen Extremwert, dagegen können aber bei einigen sogar mehrere Inversionen beobachtet werden. Die Tautochronen können nach rechts oder nach links neigen, mit der Achse U können sie aber nicht parallel laufen, und zwar aus den selben Gründen, die oben besprochen wurden.

Wenn der Schnitt der Oberfläche der Abbildung 2 auf die Achse U in der Entfernung $u_i = \text{Konstante}$ senkrecht ist, — die Bezeichnungsart unseres Modells ist jetzt $F[u_i(zt)]$ — dann erhalten wir die sogenannte *isoplethische* Darstellungsweise. Hier wurde die Bodentiefe z als die Abszisse und die Zeit t als Ordinate gezeichnet (aber, mit Beibehaltung der üblichen Darstellungsweise, ist die positive Richtung der Achse Z nach unten und die Achse T nach rechts gerichtet). Im Feld Z T erscheint eine die Orte gleicher Temperatur verbindende Kurvenschar, wenn alle Linien an derselben Zeichnung dargestellt werden sollen. In der ersten Hälfte der vorliegenden Arbeit können mehrere anschauliche Beispiele dieser Darstellungsweise vorgefunden werden, jedoch bringen wir in der Abbildung 5 die Bodenisothermen der an zwei nacheinander folgenden klaren Tagen durchgeführten Beobachtungen auf Grund des Datenmaterials der Tabellen 1.1 und 1.2, wobei auf das

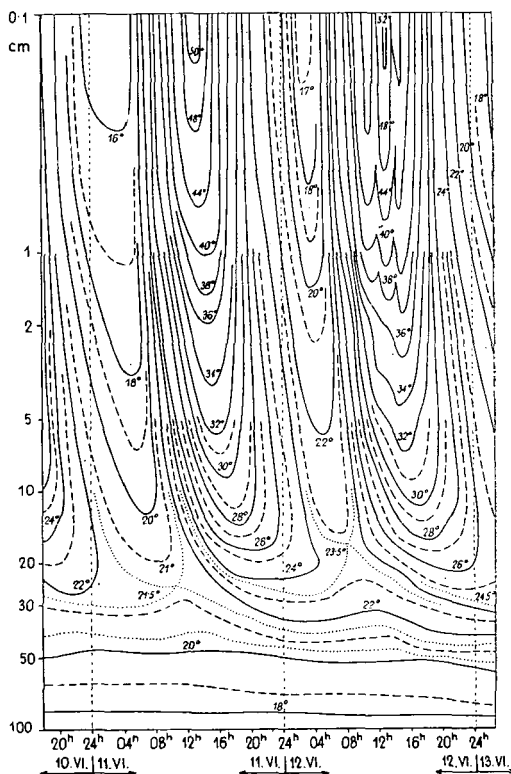


Abbildung 5. Tagesgang der Bodentemperatur in Isoplethen-Darstellung an zwei heiteren Tagen. Von 0,1 bis 100 cm. Szarvas, 11.—12. Juni 1964.

Koordinatenfeld ZT ein von dem bisherigen abweichender Massstab angewendet wird.

Die Isolinien u_i *schneiden sich nirgends*, sie werden höchstens zusammengedrängt infolge des engen Massstabes der Zeichnung. Die Isokurven der gradzahligen $^{\circ}\text{C}$ werden mit einer ausgezogenen Linie, jene der ungeraden mit gestrichelter Linie, und die der halbgradigen mit einer Punktreihe an der Stelle des Koordinatenfeldes angegeben, wo dies infolge der Zusammengedrängtheit möglich war. Die Zeichnung selbst wurde so verfertigt, dass wir die Tafelwerte u_i der Tabellen 1.1 einesteils nach der Tiefe z , anderenteils nach der Zeit t linear interpoliert die Werte z_i resp. t_i auf runde Temperaturwerte errechnet und die erhaltenen Koordinaten z t in Form von Punkte am Feld ZT aufgetragen haben. Diese wurden dann mit der möglichst geringsten Willkür jedoch mit glattlaufender Linienführung zusammengebunden und derart die lineare und graphische Interpolation (sachte: Extrapolation) kombiniert angewendet. Die Einteilung der Achse T ist ziemlich eng, aber gleichlaufend, jene der Achse Z ist logarithmisch: von 0,1 cm bis 1 cm ist die Tiefenskala dieselbe wie von 1 cm bis 10 cm, resp. von 10 cm bis 100 cm. Auf dieser Weise wurde einerseits eine noch gute Anschaulichkeit der grösseren Aenderungen der oberflächennahen Schichten angestrebt, andererseits wurde es dadurch vermieden, das Mass der Zeichnung mit der schwächeren Aenderungen der tieferen Schichten übermässig anwachsen zu lassen.

Die Bezeichnungsart unseres Modells ist ein bequemer mathematischer Ausdruck um festzustellen, um welcher (aus der drei möglichen Darstellungsweisen) Veranschaulichung der drei Daten u z t im zweidimensionalen Flächenkoordinatensystem von Descartes es sich handelt:

$F[z_i(tu)]$ ergibt die oskulierende Kurvenschar (Abb. 3),

$F[t_i(uz)]$ ergibt die Tautochronen, das Tautochronnetz (Abb. 4)

$F[u_i(zt)]$ ergibt die Kurvenschar der Isothermen, die Isoplethe (Abb. 5): ja gibt das Nacheinander der Elemente auch die Antwort auf die Frage, welches Element die erste (Abszisse X) und welche die zweite Descartes'sche Ebene Koordinate ist.

Einen jeden der Ausdrücke $F[z(tu)]$, $F[t(uz)]$, resp. $F[u(zt)]$ nennen wir die explizite Gestalt des Modells, dagegen die Ausdrücke $F[uzt] \equiv F[ztu] \equiv F[tuz]$ werden als die implizite Form des Modells benannt.

Um die Feststellung von GEIGER zu gebrauchen (S. Seite 59 des oben zitierten Werkes): „Jede der drei Darstellungsweisen hat ihre besonderen Vorzüge“, jedoch ist jede nur ein mehr oder weniger treues „Bild“, eine Annäherung an die Wirklichkeit, mit der Annahme der Grundprinzipie der Kontinuirlichkeit und der Interpolierbarkeit. *Prinzipiell* gibt es keine mathematisch formulierbare Operationsanweisung, welche zu einem gegebenen Elementwert t_m (resp. z_n) gehörenden *nicht beobachteten* Elementwert u_k (Temperatur) mit einer funktionsartigen Genauigkeit und in völliger Übereinstimmung mit der (*unbekannten*, weil nicht beobachteten) Realität ergäbe. *Nicht beobachtete Angaben können nur mit Wahrscheinlichkeit errechnet werden.* Diese prinzipiell als wichtig erachtete Stellungnahme wird auch anhand eines Beispiels beleuchtet:

In Szarvas wurden am 12. Juni 1964 in der Tiefe von 1 cm unter unbebauter Bodenoberfläche am überwiegend klaren Tage (um Mittag mit wenig Cu Wolken vor dem Sonnenscheibe) laut der Tabelle 1.2 die folgenden Temperaturen beobachtet:

um 10 Uhr	37,4 °C
11	39,7
12	39,0
13	40,6
14	40,0

Nehmen wir an, dass die Angabe der Beobachtung um 12 Uhr uns unbekannt ist und wir sie aus den umgebenden Uhrenwerten, oder aus den von 00 bis 24 Uhr ausgeführten 24 Angaben der stündlichen Beobachtungen errechnen wollen.

Bei Anwendung der linearen Interpolation ist

$$\text{der gesuchte Wert: } 39,7 + \frac{40,6 - 39,7}{2} = 40,15^\circ$$

mit linearer Extrapolation: $39,7 + (39,7 - 37,4) = 42,0^\circ$

oder von der anderen Seite $40,6 + (40,6 - 40,0) = 41,2^\circ$

mit graphischer Interpolation nach Abb. 6 vielleicht $29,7 + 10,8 = 40,5^\circ$, auf Grund von 24 Stundenwerten mit Sinus-Interpolation im Falle eines harmonischen Gliedes 39,2, im Falle von 2 Gliedern 41,0, von 3 Gliedern: 40,1, von 4 Gliedern: 40,0, von 5 Gliedern 40,3° wäre der gesuchte Wert. Soviele Resultate, als Methoden!

Es ist ein reiner Zufall, dass der tatsächlich beobachtete Wert von der mit dem ersten harmonischen Glied vorgenommenen Sinus-Interpolation mit der geringsten Abweichung angenähert wird. Es muss also wiederholt werden: welche Methode der Annäherung immer angewendet sei, die nach mathematischer Anweisung erfolgende „Errechnung“ von „nicht beobachteten“ Werten, die Annäherung an die physikalische Realität nur mit einer grösseren oder kleineren Abweichung, Streuung, Wahrscheinlichkeit erfolgen kann.

Es ist zwar prinzipiell möglich eine mathematisch formulierte Operationsanweisung zu konstruieren, worin *sämtliche wahrgenommenen Angaben enthalten sind* bis zu einer beliebigen Genauigkeit, für die Erfordernisse des praktischen Lebens ist dies aber nicht unbedingt zweckdienlich, denn die Zahl der in der Formel auftretenden Koeffizienten kann die Zahl der beobachteten Werte eventuell erreichen oder sogar übertreffen. Die Formel, die mathematisch abgefasste Operationsanweisung ist nur dann zweckmässig, wenn sie mit wenigen Koeffizienten eine gute Annäherung (mit kleiner Streuung) an die tatsächlich beobachteten Werte beschafft. *Auf Grund des Prinzips der Interpolierbarkeit nehmen wir an, dass dieselbe Formel mit derselben Streuung (Wahrscheinlichkeit) die inzwischen befindlichen, nicht beobachteten Werte, mithin die volle physikalische Realität annähert.*

Das Modell F [uzt] versieht, wie bereits betont, in seiner allgemeinsten mathematischen Formulierung eben diese Aufgabe, nämlich nicht die völlig treue Abbildung der Realität, sondern nur eine Annäherung an die physikalische Realität. Für die Praxis bedeutet jedoch eine solche allgemeine Formulierung noch nicht viel, wenn die beste Annäherung bietende Formel, die möglichst einfache mathematische Operationsanweisung fehlt. Man kann auf irgend welche beliebige explizite Form des Modells eine entsprechende Näherungsformel finden (z. B. auf Grund der Abb. 4 eine etwa von 20 cm bis 150 cm reichende Regressionsgerade), wir befassen uns aber mit der expliziten Form F $[z_i(tu)]$, welche die charakteristischsten Eigenschaften der obersten Bodenschichten, die Periodizität der Temperatur am anschaulichsten zum Ausdruck bringt.

Aus Messungserfahrungen, aus klimatologischen Angabenreihen ist es be-

kennt, dass die Bodentemperatur einen durchschnittlichen Tagesgang, einen durchschnittlichen Jahresgang aufweist, welche fast periodisch verläuft. Ein mehr oder weniger verschwommener oder hervortretender Rhythmus kommt aber auch an manchen konkreten Tagen vor, auch zur Zeit einer sich auf mehrere Tage erstreckenden makrosynoptischen Lage (Hitzewelle, Frostwelle): die Temperatur steigt eine gewisse Zeit an, dann sinkt sie, dann steigt sie wieder an usw. Es erscheint deshalb als natürlich die mathematische Formulierung mit trigonometrischen Reihen versuchen zu wollen, — umso mehr, als eine *jede fortlaufende Aenderung*, sei sie streng periodisch verlaufend, oder von einer sich in der Zeit ändernden Periodizität oder aber völlig aperiodisch, — nach der mathematischen Theorie mit trigonometrischen Sinus- und Cosinus-Reihen *herstellbar ist*, wenn hierbei eine genügend grosse Anzahl der sog. harmonischen Gliedern in Betracht gezogen wird.

Die Herstellung von den Beobachtungsangaben oder Durchschnittswerte anhand solcher Reihen wird in der Fachliteratur der angewandten Mathematik als *harmonische Analyse* benannt und für mechanische (ja maschinelle) Rechnung programmierbar beschrieben, z. B. von L. W. POLLAK (1926, 1928).

Im weiteren Teile dieser Arbeit wird im Zusammenhange mit unserem mathematischen Modell die von P. SCHREIBER (1901) und KERÄNEN (1941) empfohlene Bezeichnungweise angebracht.

Die Temperatur kann in jeder beliebigen Tiefe z und in jeder beliebigen Zeitdauer T mit der folgenden Entwicklung angegeben werden, in welcher bereits nur eine Veränderliche (t) figuriert:

$$F[z(t)u] = A_{0z} + A_{1z} \sin(B_{1z} + \omega t) + A_{2z} \sin(B_{2z} + 2\omega t) + \dots + A_{nz} \sin(B_{nz} + n\omega t) + \dots \quad (1)$$

Hier bedeutet A_{0z} die *Mitteltemperatur* des Schicht-Niveaus z innerhalb einer Zeitdauer T , A_{1z} , A_{2z} ... A_{nz} , ... bedeuten die *Amplituden* der Teilperioden oder Teilwellen (praktisch etwa die Hälfte der Differenz zwischen dem Maximum und Minimum in Temperaturgraden ausgedrückt), B_{1z} , B_{2z} , ... B_{nz} ... bedeuten die Phasen derselben. Die „Phase“ bedeutet den Zeitpunkt, oder jenen in Winkelgraden, eventuell in Radianen ausgedrückten Wert, wann die Sinusfunktion aus dem negativen Wertebereich in das positive übertretend den Wert von 0 aufnimmt (s. Abb. 6.). Der Winkel $\omega\tau$ befriedigt die Gleichung

$$\omega\tau = \frac{2\pi}{T} t \quad (2)$$

wo ω die radiale Frequenz (Kreisfrequenz) bedeutet und diese ist gleich mit der Frequenz der Temperaturänderung multipliziert mit 2π . Für eine tägliche Aenderung ist $\pi = 2\pi / 86\,400 \text{ sec} = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$, für den Jahreswechsel $\omega = 2\pi / 86\,400 \cdot 365 = 1,99 \cdot 10^{-7} \text{ sec}^{-1}$.

T ist die Länge der Periode, ein Tag = 24 Stunden = 86 400 sec, oder 1 Jahr = 73 Pentaden = 365 Tage = $3,1534 \cdot 10^7 \text{ sec}$, oder eventuell eine andere Zeitdauer je nach dem Gegenstand der Untersuchung. Die t bedeutet die laufende Zeit, von einem gewissen Anfangspunkt (z. B. von Mitternacht, $t = 0$) gerechnet. Für die Dauer der Periode kann dass wieder in Zeiteinheiten, Winkelgraden, oder Radianen ausgedrückt werden, z. B. für die Untersuchung der täglichen Aenderung 1 Stunde = 15 Winkelgrade = $\pi/12$ Radiane.

Mit Hilfe eines beliebigen Kollektivs der Koeffizienten kann eine beliebige Beobachtungsangabenreihe bis zu einer beliebigen Genauigkeit mit einer präzisen Operationsanweisung, mit mathematischer Formel ausgedrückt werden:

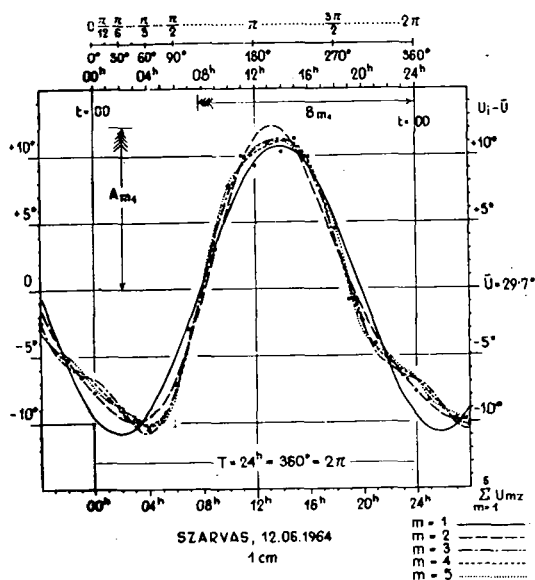


Abbildung 6. Harmonische Näherung von unter unbebauter Bodenoberfläche in der Tiefe von 1 cm anheiteren Tagen beobachteten Bodentemperaturwerte mit den ersten 1+5 Gliedern der Fourierschen Reihe. SZARVAS, 12. Juni. 1964.

$$F[z = 1(t)u] = u_{0z} + \sum_{m=1}^5 u_{mz} \\ = 29,67 + 10,74 \sin(242^\circ 27' + 15^\circ t) + \\ + 1,84 \sin(79^\circ 47' + 30^\circ t) + 1,09 \\ \sin(55^\circ 52' + 45^\circ t) + \\ + 0,38 \sin(209^\circ 56' + 60^\circ t) + \\ + 0,43 \sin(229^\circ 41' + 75^\circ t). \quad [^\circ\text{C}]$$

in der Untersuchungsperiode erhalten wir für jede Tiefe z_m je eine Gleichung in der Form unter (1), insgesamt also m Gleichungen.

In jeden Gleichungen ist die Tiefe z konstant, die Temperatur u haben wir aber in einer expliziten Form, als Funktion der t ausgedrückt. In unserem Modell wurde das folgenderweise bezeichnet:

$$F[z_m(t)u].$$

Zur Kürze wird noch die folgende Bezeichnung eingeführt:

$$A_{0z} = u_{0z} \quad \text{und} \quad A_{mz} \sin(B_{mz} + m\omega t) = u_{mz} \quad (3)$$

Demnach kann die Gleichung (1) kurz in der folgenden Form aufgeschrieben werden:

$$F[z_m(t)u] = u_{0z} + \sum_{m=1}^{\infty} u_{mz} \quad (4.1)$$

Die Dimension dieser doppelt-expliziten Form unseres mathematischen Modells F ist: Temperaturgrad $[^\circ\text{C}]$.

Die trigonometrische Entwicklung ist jedoch für die praktische Anwendung nur dann vorteilhaft, wenn die Beobachtungen bereits mit *einigen* harmonischen Gliedern für praktische Zwecke befriedigender Genauigkeit (Streuung) angenähert werden. Die Näherung erfolgt bei einer identischen Gliederzahl mit desto kleinerer Streuung, je mehr Temperaturgang (Tages-, Jahres-, makrosynoptischer Gang) der regelmässigen Sinusform ähnlich ist. Hauptsächlich in Durchschnittswerten von langen Perioden, sodann in Angaben von ungestörten klaren Tagen kann ein Temperaturgang erwartet werden, welcher sich in einer annähernd regelmässigen Sinusform meldet. Mit dem Zwecke der Untersuchung der schrittenweisen Annäherung haben wir die harmonischen Koeffizienten bis zu den ersten fünf Gliedern für sämtliche Niveaus unserer Tabellen I.1 und I.2 errechnet. Aus diesem geben wir die Tabelle III.

Tabelle III.

Die harmonische Koeffiziente der Bodentemperatur
Szarvas 00—24^h. 12. VI. 1964.

z	cm	0	1	2	5	10	20	30
A _{0z}	C°	32,40	29,67	28,51	27,30	26,52	24,69	22,91
A _{1z}		17,38	10,74	7,82	5,37	4,03	1,56	0,52
A _{2z}		2,82	1,84	1,29	0,91	0,28	0,21	0,25
A _{3z}		1,70	1,09	0,43	0,11	0,04	0,16	0,13
A _{4z}		0,36	0,38	0,19	0,13	0,03	0,10	0,10
A _{5z}		0,38	0,43	0,25	0,05	0,05	0,12	0,09
B _{1z}	°	254	242	227	211	189	142	129
B _{2z}		86	80	60	60	347	194	158
B _{3z}		63	56	31	320	0	158	153
B _{4z}		190	210	152	184	180	156	151
B _{5z}		299	230	288	281	11	132	153

Die Gleichung (4.1) kann nun mit Inbetrachtung der ersten 5 Glieder folgenderweise aufgeschrieben werden:

$$F \left[z_m(t) u \right] = u_{0z} + \sum_{m=1}^5 u_{mz} + \Delta \quad (4.2)$$

wo Δ die Abweichung des gerechneten Wertes von den beobachteten Werten bedeutet. Die Abbildungen 6, 7, und 8 wurden auf Grund unserer Tabellen III. gefertigt. In diesen Abbildungen werden die tatsächlichen Beobachtungen durch Punkte, die linear interpolierten 3—3 Terminwerte nach Mitternacht durch geneigte Kreuze (x), und die mit harmonischen Gliedern erfolgende Näherung mit kontinuierlichen ausgezogenen Linien bezeichnet. In der Abbildung 6 wurde die mit 5 ausgerechneten harmonischen Gliedern erhaltene Summenkurve dargestellt, in 1 cm Tiefe, auf Grund von in Szarvas am 12 Juni 1964 ausgeführten Beobachtungen. In der Abbildung 7 und 8 sehen wir die Kurven sämtlicher beobachteten Tiefen von 0—50 cm, jedoch nur mit Inbetrachtung der ersten zwei harmonischen Glieder.

Auf Grund unserer Abbildungen kann im Zusammenhange mit der Näherung mit harmonischen Gliedern folgendes festgestellt werden:

Die Näherung mit einem einzigen harmonischen Glied ($m = 1$) ist für die Praxis noch nicht befriedigend, denn in diesem Falle wäre (da es sich um regelmässige Sinuswellen handelt) das Maximum und der Tiefpunkt (Minimum) voneinander in einer Entfernung von genau 12 Stunden. Aus den tatsächlichen Beobachtungen ist es aber ersichtlich, dass in den obersten Bodenschichten das Temperatur-maximum etwas nach der Sonnenkulmination eintritt, das Minimum aber nie um Mitternacht, oder kurz nachher, sondern in der Zeit nach dem Sonnenaufgang eintritt. In den tieferen Schichten verschiebt sich zwar allmählich der Zeitpunkt des Eintritts des Maximums und Minimums in der Zeit, die kürzere Dauer des aufsteigenden Astes der Kurve kann aber,

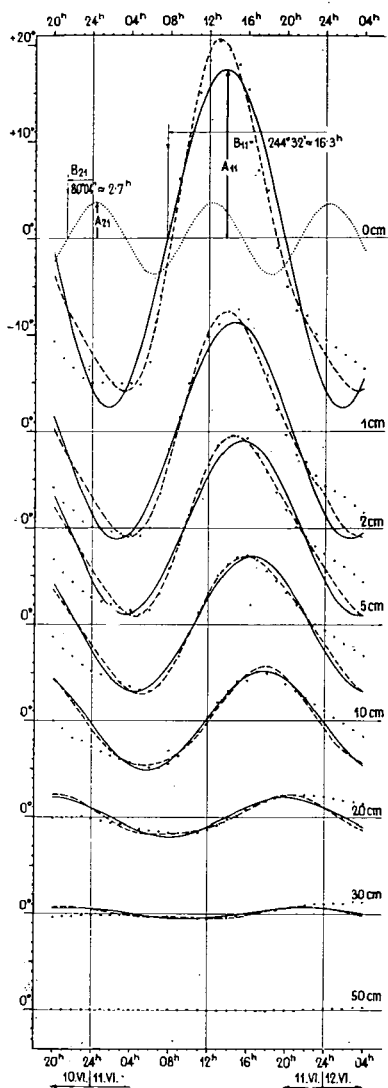


Abbildung 7. Tagesgang der Bodentemperatur bei heiterem Wetter
S z a r v a s , 11. Juni 1964, $F[z(t)u]$

$$- u_{0z} = \sum_{m=1}^2 u_{mz} \text{ Modell.}$$

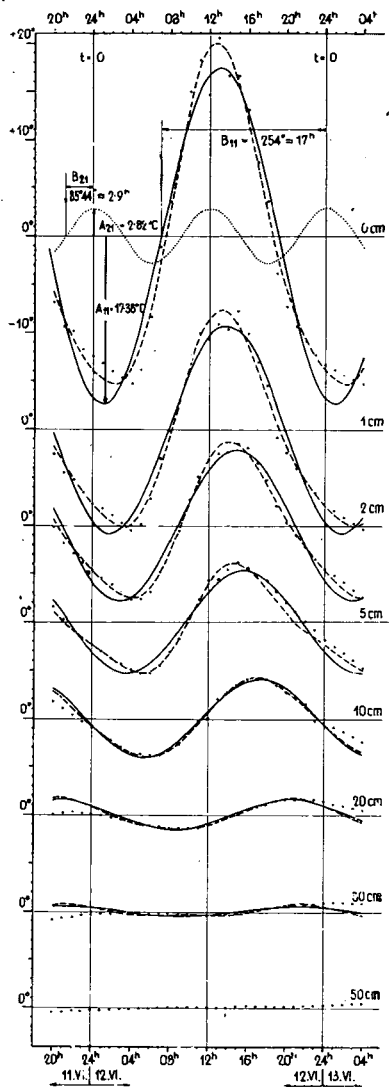


Abbildung 8. Tagesgang der Bodentemperatur bei heiterem Wetter,
S z a r v a s , 12. Juni 1964, $F[z(t)u]$

$$- u_{0z} = \sum_{m=1}^2 u_{mz} \text{ Modell.}$$

mit der sinkenden verglichen, selbst in einer Tiefe von 20 cm noch gut erkannt werden.

Zur Steigerung der Strengheit der Näherung ist die formale Notwendigkeit der Beibehaltung der ersten zwei harmonischen Glieder (aber nicht eine befriedigende Begründung der Daseinsberechtigung einer selbständigen physikalischen Realität) dadurch gegeben, dass damit die Lage der Extremwerte in einer bereits viel besseren Näherung sich dort meldet, wo dies von den Beobachtungsangaben benötigt wird. Die anderen Oberharmonischen (die dritte, vierte, usw. Welle) haben bloss den Charakter von Korrektionsgliedern und tragen nur in einem sehr langsamen Fortschreiten zur Genauigkeit der Näherung bei, wie das auch auf Grund der langsamen Amplitudensenkungen der Tabelle III., sowie in derselben Tabelle an den oft virtuellen Rücksprünge, an der Näherung der Wellen zu der zehntelgradigen Beobachtungsverlässlichkeit bereits erwartet werden konnte. Dasselbe erweist auch unsere Abb. 6: die dem Falle $m = 5$ entsprechende punktierte Kurve der Gleichung (4.1) kommt den die tatsächlichen Beobachtungen darstellenden grösseren Punkten kaum näher, als die bloss zwei Harmonische enthaltende Näherungskurve ($m = 2$). Bezüglich der Frage, wieviele harmonischen Glieder errechnet und beibehalten werden sollen, schwanken die Ansichten zwischen 1—5, wie dies aus der ausgezeichneten zusammenfassenden Arbeit von KERÄNEN ersichtlich ist (S. 208 des zitierten Werkes).

Um von dem Masse der Näherung und ihrer schwachen Sukzessivität eine zahlenmässige Information geben zu können haben wir auf Grund der Gleichung (4.1) für Fälle von $m = 1, 2, 3, 4, 5$ die Stundenwerte der Temperatur auf 7 verschiedene Bodentiefen errechnet und die Abweichungen derselben von den entsprechenden beobachteten Werten ermittelt (25—25 Werte von 00 Uhr bis 24 Uhr). Demnach wurden auf Grund des bekannten Zusammenhanges der Streuung die sog. mittleren Fehler der einzelnen Messung auf Hundertstelgrade, richtiger: die ausschlaggebende Streuung

$$s = \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{n-1}}$$

errechnet und die erhaltenen Werte in der Tabelle IV. zusammengefasst.

Wie das zu erwarten war, nimmt die Grösse der beobachteten Streuungen mit der Tiefe ab, andererseits nimmt sie aber auch mit der Erhöhung der Zahl der beibehaltenen Harmonischen ab.

Die einige Hundertstelgrade erreichenden unregelmässig herausspringenden Werte finden eine genügende Erklärung in den im Laufe der Rechnungen angewendeten Abrundungen, andererseits können sie der Erfahrungstatsache zugeschrieben werden, dass die tieferen Schichten sich in diesen klaren, trockenen Tagen sukzessive erwärmt haben und derart die Punktreihe der Beobachtungen von etwa 10 cm nach unten in der 24. Stunde nicht zu demselben Temperaturwert zurückkam, von welchem sie um 00 Uhr startete. Dies ist auch in den Abbildungen 7 und 8 ersichtlich. Infolge dieser grösseren Abweichungen wurde das Niveau des mittleren Fehlers etwas gehoben.

Die wesentlichsten Lehren der Tabelle IV. sind die folgenden:

Selbst bei Tiefen von 20—30 cm können Streuungswerte von 0,2—0,3 Grad beobachtet werden.

Bei einer Tiefe von mehr als 5 cm nach dem zweiten Harmonischen kann

Tabelle IV.

Der mittlere Fehler der Einzelmessungen in $^{\circ}$

	z	0	1	2	5	10	20	30	cm
m	1	3,19	1,53	1,01	0,65	0,29	0,30	0,30	SZARVAS
	2	1,45	0,96	0,40	0,25	0,22	0,26	0,26	12. VI. 1964
	3	1,20	0,66	0,28	0,25	0,23	0,23	0,26	
	4	1,22	0,59	0,25	0,23	0,24	0,24	0,25	
	5	1,20	0,64	0,16	0,21	0,22	0,24	0,23	
m	1	2,84	1,39	1,20	0,92	0,73	0,52	0,28	SZARVAS
	2	1,29	1,06	0,88	0,77	0,73	0,43	0,24	11. VI. 1964
	3	1,25	1,08	0,87	0,85	0,68	0,40	0,25	
		—	—	—	0,81	0,30	—	—	nach H. Z. Varga

die Genauigkeit der Annäherung nur mit Hundertstelgraden zweifelhaften Wertes verbessert werden.

An mindereren klaren Tagen mit gestörterer Strahlung können die in der Tabelle angegebenen Streuungswerte nur grösser als die angegebenen sein.

Die Genauigkeit der Annäherung, d. h. der mittlere Fehler der einzelnen Messungen erreicht bei Tiefen von 5 cm, resp. 10 cm bereits im Falle von zwei Harmonischen *etwa die Grösse*, welche von Z. VARGA H. bezüglich der Repräsentativität der Bodentemperatur gefunden wurde (s. die zitierte Arbeit), d. h.: 0,8 resp. 0,3 Grad.

Auf Grund der obenangeführten kann es behauptet werden, dass im Interesse der rational erreichbaren Genauigkeit *die Beibehaltung von bloss zwei harmonischen Gliedern genügend ist*, dies aber zu einer ohne grösseren Verzerrungen auszuführenden Bezeichnung des Zeitpunktes der Minima auch *unbedingt erforderlich ist*.

Demnach kann der tägliche Gang der Bodentemperatur in einer beliebigen Tiefe z mit einer der zehntelgradigen Genauigkeit der Beobachtungen gemäss befriedigenden Genauigkeit anhand der folgenden Formel genähert werden.

$$F [z/t/u] = u_{0z} + u_{1z} + u_{2z} = A_{0z} + A_{1z} \sin(B_{1z} + \omega t) + A_{2z} \sin(B_{2z} + 2\omega t) \quad (4.3.)$$

In den Abbildungen 7 und 8 ist der harmonische Tagesgang der Gleichung (4.3) entsprechenden (also durch Rechnung erhaltenen) Werte in den beobachteten Bodenschichten separat mit gestrichelter Linie abgebildet. Die Punkte bezeichnen die tatsächlich beobachteten Werte, die schrägen Kreuze (x) aber die für die ersten drei Stunden nach Mitternacht mit linearer Interpolation gewonnenen Werte.

Bei einem Überblick der die Temperaturen der einzelnen Bodenschichten veranschaulichenden Kurven sind die zwei seit dem Beginn der Bodentemperaturuntersuchungen wohl bekannten zwei Gesetzmässigkeiten gut ersichtlich:

1. die Amplitude des harmonischen Tagesganges nimmt mit dem Zunehmen der Tiefe allmählich ab;

2. die Phase der Temperaturwellen verschiebt sich allmählich in der Zeit, wenn die Tiefe zunimmt.

Der physikalische Grund dieser Erscheinungen ist, wie bekannt, die Tatsache, dass die Leitung der Temperatur von Molekül zu Molekül vor sich geht, und ist deshalb ein Zeit in Anspruch nehmender langsamer Prozess.

Nach der klassischen Theorie der Temperaturleitung (sie kann in jedem ausführlicheren Werk vorgefunden werden, so z. B. bei KERÄNEN im zitierten Werk) erfüllen sich für einen idealen (d. i. homogenen und isotropen) Boden die folgenden Bedingungen:

1. Die mittlere Temperatur einer beliebigen Schicht ist eine lineare Funktion der Tiefe z ;

$$A_{0z} = A_{00} + b z \quad (5.1)$$

wo b ein konstanter Koeffizient ist. Dies ist die Bedingung der Homogenität.

2. Das Abnehmen der Amplitude ist in einer beliebigen Tiefe z_m eine exponentielle Funktion von der Tiefe z :

$$A_{mz} = A_{m0} e^{-z/D} \quad (5.2.1)$$

wo e die Grundzahl des natürlichen Logarithmus und D ein konstanter Koeffizient ist. Dies wird — für beide harmonischen Glieder ausgebreitet — in einer anderen Form folgenderweise aufgeschrieben:

$$A_{1z2} = A_{1z1} \exp [-(z_2 - z_1) : D] \quad A_{2z2} = A_{2z1} \exp [-(z_2 - z_1) : D] \quad (5.2.2.)$$

3. Die Phasenverschiebung ist eine lineare Funktion der Tiefe:

$$B_{mz} = B_{m0} - z/D \quad (5.3)$$

4. Der natürliche Logarithmus des Quotienten der Amplituden ist gleich mit der Phasenverschiebung

$$\ln A_{mz} - \ln A_{m0} = B_{mz} - B_{m0} \quad (5.4.)$$

Für die natürlichen Böden erfüllen sich diese Bedingungen nicht in strenger, sondern höchstens nur in einer mehr-oder-weniger annähernden Weise. Der lebende Boden ist also nicht homogen und nicht isotrop: das bedeutet in anderen Worten, dass der in der Gleichung (5.1) auftretende Koeffizient b , sowie der in den Gleichungen (5.2.1) resp. (5.3) auftretende Koeffizient D noch irgendeine andere Funktion der Temperatur u , der Tiefe z , der Zeit t , ferner des Feuchtigkeitsgehaltes des Bodens, und eventuell auch des am Beginn der Arbeit erwähnten irgendwelchen Parameters. Unter die Elemente unseres am allgemeinsten formulierten mathematischen Modells können auch diese zwei (b und D) Koeffizienten eingereiht werden. Das Ziel unserer gegenwärtigen Untersuchungen ist aber zum Ausdruck des zwischen den Elementen u z t des Modells F feststellbaren Zusammenhanges *eine mathematische Formel zu finden* auf Grund der für den idealen Boden gültigen theoretischen Gesetze der Temperaturleitung. Wenn in der gesuchten Annäherungsformel die Koeffizienten b und D vorläufig als annähernd konstant angenommen werden, so findet man, dass die Koeffizienten A und B unserer Formel 4.3 die Funktionen der Tiefe z sind. Unsere Formel (4.3) drückte dagegen aus, dass die Temperatur u eine periodische Funktion der laufenden Zeit ist. Diese zwei Näherungen verbindend kann festgestellt werden, dass die Temperatur u in einer allgemeinen Form eine Funktion (mit zwei Veränderlichen) der Tiefe z und der Zeit t ist, also: $u = f(z, t)$.

Unsere unter (4.3) angegebene Formel (wobei für die darin aufgetretenden Koeffizienten A und B die annähernde Gültigkeit der in (5) bestimmten Bedingungen angenommen und für die Bezeichnung der Koeffizienten der

Bezeichnungsweise des obigen Systems angewendet wird) kann in die folgende Form umgeschrieben werden:

$$F[u(zt)] = A_{00} + bz + A_{10} \exp(-z/l_1) \sin(B_{10} - z/l_1 + \omega t) + A_{20} \exp(z/l_0) \sin(B_{20} - z/l_0 + 2\omega t) \quad (4.4)$$

Es ist leicht einzusehen, dass auch der Jahresgang der Bodentemperatur formell mit einer ebensolchen mathematischen Gleichung mit zwei Veränderlichen ausgedrückt werden kann, wobei bloss das Definitionsbereich des t sich sinngemäss ändert.

Die Struktur der Kurvenschar unserer Isoplethe $F[u(zt)]$ ist — mit Beibehaltung der Prinzipien der Kontinuerlichkeit und Interpolierbarkeit — eine solche, dass durch einen jeden Punkt z, t_i der Fläche Z, T eine mit u_i Wert bezeichnete Isothermenlinie durchgeht. Mit anderem Werte — z. B. $u_j \neq u_i$ — skalierte Isotherme kann prinzipiell nicht durch denselben Punkt z, t_i gehen, denn das würde bedeuten, dass wir prinzipiell keine Temperatur messen können, da zu dem selben unidimensionalen Geländepunkt z_i gleichzeitig mehrere Temperaturwerte gehören. Die Möglichkeit des Vorkommens solcher Fälle musste bereits oben ausgeschlossen werden, als wir bis zu infinitesimalen Grössenordnungen fortschritten.

In der Praxis wird jedoch nicht mit einer mathematischen Genauigkeit gemessen, sondern mit der Genauigkeit von $u_i \pm 0,1^\circ$. Aus den oben bereits behandelten Toleranzgrenzen der Interpolation, der Annäherung, sowie aus der technischen Darstellbarkeit folgt, dass die Verlässlichkeit unserer Isoplethen etwa $u_i \pm 0,5^\circ$ ist. Deshalb konstruieren wir unsere Isoplethen im allgemeinen in Abständen von 1 Grad, in runden Temperaturwerten und wenden ausführlichere Skalierung selten an. Mit dieser Möglichkeit wird meistens nur dann Gebrauch gemacht, wenn irgendwelche feinere Eigenschaft der Struktur der Isothermen vor Augen gebracht werden soll.

Bei einer aufmerksamen Betrachtung einer bis zu grösseren Tiefen hervordringenden Isoplethe können zweierlei Systeme der Kurven identischer Skale entdeckt werden. In den geringeren Tiefen sind die Kurven meistens von einer U-Gestalt, wō der rechte Ast steiler ist als die linke. In den grösseren Tiefen verlaufen die Kurven annähernd geradelinig oder in einer milden Wellenform. Die letzteren Kurven, die eine Tagesperiodizität entweder überhaupt nicht, oder nur in sehr schwachem Masse aufweisen, gelangen meistens nichtan dem selben Tage in die Region der geringeren Tiefen.

Abbildung 9 bringt uns einige Isothermen separat gezeichnet: sie beziehen sich auf die als Beispiel erbrachten zwei klaren Sonnentage, auf Grund von in Szarvas ausgeführten Beobachtungen. Diese Isothermen wurden aus der Isoplethe der Abbildung 5 entnommen und in Teilabbildungen nebeneinander gestellt. Durch eine jede Teilabbildung werden die oben behandelten Erscheinungen in 2 nacheinander folgenden Perioden auf eine Zeit von 2×24 Stunden bezogen veranschaulicht. Der

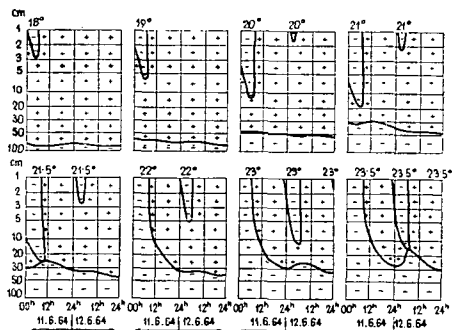


Abbildung 9. Einzelne Isothermen an zwei heiteren Sommertagen mit je einem neutralen Punkt. Szarvas, 11—12. Juni 1964, Modell $F[u(zt)]$

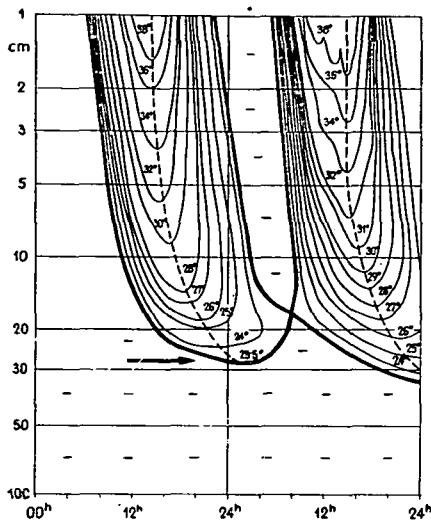


Abbildung 10. Neutraler Punkt und neutrale Linie mit Isothermen um die Zeitlinie der Minima, Szarvas, 11—12. Juni 1964.

U-gestaltige periodische Kurvenast der Isotherme von 18° reicht bis etwa 3 cm hinunter; die andere Isotherme desselben Wertes läuft an dem glatten, keinen Tagesperiodizität aufweisenden Zweige in einer Tiefe von mehr als 80 cm. Eine Strecke der Isotherme von 19° reicht bereits bis etwa 7 cm hinunter, ihre andere Strecke erhebt sich fast bis 60 cm. Diese zweierlei geartete Linie der Isotherme von 20° reicht bereits bis 12 cm hinunter und erhebt sich bis etwa 45 cm. Auf der folgenden Teilabbildung ist, nach der Isotherme von 21° die Näherung mit etwa 20 cm, resp. mit 32 cm noch grösser, wogegen an der Isotherme von 21,5° die zwei Linien sich in einem Punkte berühren.

Dasselbe wiederholt sich mit den Isothermen von 22°, 23°, resp. 23,5°, aber bereits innerhalb der folgenden 24 Stunden. Dieser eigenartig singuläre Berührungspunkt wird als der *neutrale Punkt* benannt, denn es ist ohne Belang, ob es

zum unteren oder oberen Kurvensystem beigezählt wird.

An der Isoplethe eines idealen Bodens kommt ein solcher neutraler Punkt nicht vor, denn die Temperaturwellen reichen nach der Theorie — zwar mit einer ständig abnehmenden Amplitude — jedoch bis zur unendlichen Tiefe hinunter. Nach einiger Erwägung kann dagegen auch akzeptiert werden, dass zumindest ein solcher neutraler Punkt von der Koordinate z_n, t_n innerhalb einer jeden Periode T an einer praktischen Isoplethe vorkommt, wenn die Struktur der Isothermen eine solche ist, dass Kurven identischen Wertes teils eine ausgeprägte Periodizität, teils aber eine sehr schwache oder völlig unfeststellbare wellenmässige Wiederholungstendenz aufweisen.

Solche neutrale Punkte sind an den Isoplethen der verschiedenen Publikationen darum so selten ersichtlich, weil sie nicht unbedingt auf eine der mit rundem Grad bezeichnete Isotherme fallen und so bei der Konstruktion wegfallen. Es ist ebenfalls nicht unbedingt sicher, dass die in der Abb. 9 eingezeichneten zwei neutralen Punkte haargenau auf die Isothermen von 21,5°, resp. 23,5° fallen; auf Grund der Obenangeführten ist aber ihre Näherungsgenauigkeit etwa $\pm 0,5^\circ$, und deshalb haben wir keine Isotherme von 1/100 Grad verfertigt, wie dies an den zwei Isoplethen im Werke von ALISSOW B. P.—DROSDOW O. A.—RUBINSTEIN E. S. (Lehrbuch der Klimatologie, Berlin, 1956, S. 229. Abb. 60. bzw. 61.) vorzufinden ist.

Wie bereits erwähnt, geht über einen jeden Punkt der Ebene Z, T je eine Isolinie, dagegen können aber an dem selben Punkt keine andere Isolinien verschiedenen Wertes durchgehen. Die Isolinie, welche durch den neutralen Punkt läuft, wird die *neutrale Linie*, oder neutrale Isotherme genannt. Die Punkte des Koordinatenfeldes werden — wie von sämtlichen Isothermen —, so auch von der neutralen Linie in zwei Teile geschnitten. An den Punkten der einen dieser zusammenhängenden Flächen gehen solche Isothermen durch,

deren Wertbezeichnung niedriger ist, als jene der in Rede stehenden Isotherme, dagegen ist die Wertbezeichnung der an den Punkten des anderen Feldes durchgehenden Isothermen höher. In der Abbildung 9 sind die zweierlei Flächen mit den Zeichen von —, resp. + unterschieden.

Die Isothermen können, um ein geographisches Gleichnis zu gebrauchen, als Schichtlinien, als Isohypsen erachtet werden. Im Vergleich zu den Isothermen der Teilabbildungen ist die mit dem negativen Vorzeichen bezeichnete Fläche von einem niedrigeren, jene mit dem + Zeichen von einem höheren Niveau. An der letzten Teilzeichnung der Abbildung 9 läuft zwischen den zwei Äesten der engen „U“ ein „Tal“ von der ungefähren Richtung NNW — SSE, vom Rand der Karte gegen einen „Sattelpunkt“, gegen den neutralen Punkt. Dieser ist der höchste Punkt des Tales, er ist sein „Bergpass“. „Südlich“ von ihm liegt ein sanfter Talhang. Abbildung 10 zeigt die von den Isoplethen der Abbildung 5 herausgehobenen Isolinien der negativen Fläche. Die Setzlinie des Tales wird durch eine Punktreihe veranschaulicht. Östlich und westlich vom Geländepunkt mit dem „Höhenzeichen“ 23,5° steigt das Gelände wieder an gegen je ein „Gebirge“ der Richtung N — S (s. Abb. 11). Die — sozusagen — „Gratlinie“ wird mit einer gestrichelten Linie abgebildet.

Um das Gebiet der Gleichnisse zu verlassen, ist die Punktreihe . . . der Abbildung 10 die Zeitlinie der Schichtminima, und die gestrichelte Linie der Abb. 11 die Linie der täglichen Schichtmaxima. Die Zeitlinie der Schichtminima läuft vom Temperaturminimum der Oberflächenschicht nach hinunter und geht durch den neutralen Punkt. Tiefer, als dieser Punkt dringt das U-förmige System nicht hinunter. Wenn wir die Zeitlinie der Kleinstwerten auch unter diesen Punkt fortsetzen wollen, werden wir Isotherme nicht mehr mit steigender, sondern mit fortwährend abnehmender Gradwerten bezeichnet auffinden. Der neutrale Punkt ist also auch ein Inversionspunkt. Dies ist die physikalische Interpretation des neutralen Punktes im Sommer. (Im Winter geht die Zeitlinie der täglichen *Schichtmaxima* über den neutralen Punkt hin durch, — wie das nach einiger Erwägung eingesehen werden kann.)

Wenn man von den Oberflächenpunkt der Isotherme höchsten Wertes ausgehend an der Zeitlinie der Maxima fortschreitet, wurden Isotherme abnehmenden Wertes durchgeschnitten werden, zum Abschluss schneidet diese Zeitlinie maxima (im Sommer) am tiefsten Punkte die neutrale Linie hindurch. (An Wintertagen schneidet die Zeitlinie der Minima den tiefsten Punkt der neutralen Linie.) Von diesem Treffpunkt, also vom tiefsten Punkt der neutralen Linie kann man an einer Isokurve, (mit Gleichnis ausge-

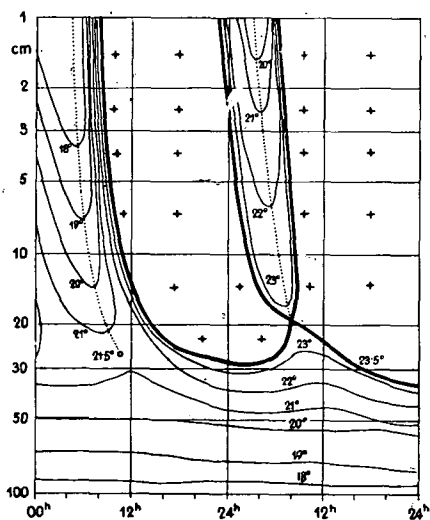


Abbildung 11. Neutraler Punkt und neutrale Linie mit Isothermen um die Zeitlinie der Maxima, S z a r v a s, 11—12. Juni 1964.

—→ maximale Tiefe der täglichen aktiven Schicht.

drückt: ohne Höhenverlust) zur anderen Extremlinie und zum täglichen neutralen Punkt gelangen.

Wenn wir die Linie der Schichtmaxima auch nach dem Treffen mit der neutralen Linie in der Richtung der tieferen Schichten fortsetzen wollen, werden die Bezifferungen der geschnittenen Isotherme immer weiter geringeren Wert annehmen. Diese, unter der neutralen Linie sich befindlichen Isotherme haben aber keine U-förmige Gestalt, diese sind eher wellenmässige flache Kurven.

Bei ideal homogenem Boden sind die Zeitlinien der täglichen Maxima und Minima gerade Linien, (GEIGER l. c. p. 34), die theoretisch bis zu eine unendlichen Tiefe parallel laufen. In den praktischen Isoplethen sind sie meistens gekrümmte Linien. In dem täglichen Temperaturgange des natürlichen Bodens haben viele Forscher (z. B. KERÄNEN, l. c. p. 207) eine grössere Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Kleinstwertes der Temperatur gefunden, besonders unter 10—30 cm. Infolgedessen laufen die Zeitlinien der Extremwerten nicht mehr miteinander parallel, sie neigen sich zueinander in einer V-förmigen Gestalt. In den praktischen Isoplethen kann man die Zeitlinien höchstens bis eine Tiefe verfolgen, wo die Amplitude der täglichen periodischen Tagesschwankung unter die Genauigkeit der Beobachtungen (z. B. unter $0,1^{\circ}$) sinkt.

Das sommerliche (und als Spiegelbild das winterliche) System der neutralen Punkte und Linien kann im Nacheinander ihrer sich täglich wiederholenden Perioden nach der individuellen Auffassung des Konstrukteurs der Isoplethe mit mehreren Gleichnissen *schematisiert* werden, und zwar entweder mit dem vertikalen Schnitt von sich berührenden kelchförmigen Reihen, oder mit breiten, sich an ihren Astenden berührenden U-Formen („Wellen“) an deren Gipfeln schmale U-Formen sich befinden, oder aber mit einer Reihe von einander schneidenden breiten U-Formen.

Im ersten Falle ist die neutrale Linie die unter den die Zeitlinie der Maxima umgebenden U-förmigen Isothermen mit der niedrigsten Wertbezeichnung angegebene Kurve. Die Entfernung der beiden Aeste von U stimmt an der Oberfläche oder in der Nähe derselben (z. B. in der Tiefe von 1 cm) in der Richtung der Achse t mit der Dauer des Tageslichts überein, wobei sie aber zum Zeitpunkt des Sonnenaufganges und Sonnenunterganges gemessen (in unserem Beispiel etwas nach 04 Uhr, bzw. vor 20 Uhr) mit einer Phasenverspätung von 2—3 Stunden verschoben ist.

Die schmale U-förmige Strecke der nach der zweiten Auffassung konstruierten neutralen Linie ist das mit dem höchsten Wert bezeichnete Glied der die Zeitlinie der Minima umgebenden Kurvenschar. Die Entfernung der Aeste der U-Linie stimmt im Sommer — freilich mit einer Phasenverschiebung von

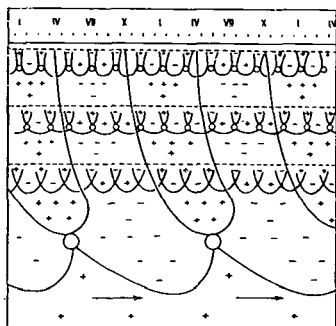


Abbildung 12. Veranschaulichung des Schemas der neutralen Linie; in der oberen Schichten + bei Tag, — bei Nacht; in größeren Tiefen --- im Sommer, +++ im Winter ———→ maximale Tiefe der jährlichen aktiven Schicht.

mehreren Stunden — ungefähr mit der Zeitdauer der Nacht überein. Im dritten Fall unseres Schemas gehört der linke Ast der sich bis zur ganzen Dauer der vollen Periode (z. B. 24 Stunden, 1 Jahr) sich ausbreitenden Kurve U zum Maximum-System des vorigen Tages (oder: zum Minimum-System der betreffenden Tages) sein steigender Ast aber zum Liniensystem des Tages des neutralen Punktes (bezw. zum Minimum-System des folgenden Tages) — nach Belieben.

Im Winter ändern sich die obenangeführten sinngemäss: die mit dem Zeichen + versehene Tagesstrecke ist enger, die mit dem Zeichen — versehene Strecke breiter, je nach der Länge des Tages und der Nacht.

Wenn nicht die typische tägliche, sondern die durchschnittliche jährliche Periodizität in Betracht genommen wird, dann müsste man bei der Charakterisierung des bis zu grösseren Tiefen hinunterdringenden Spielraumes des jährlichen neutralen Punktes und der neutralen Linie in wörtlichen Wiederholungen verfallen. Anstatt dessen betrachten wir das Schema der Abbildung 12.

Den Linien und ihrem Verlauf konnte also eine logische physikalische Erläuterung gegeben werden. Es ist vielleicht unnötig zu betonen, dass die physikalische Realität sich oft äusserst bunt und variabel gestaltet. Die Lage des neutralen Punktes bleibt — gemäss der Tiefe und der Zeit, also gemäss den Koordinaten z t — nicht von Tag zu Tag die gleiche. Ein Ast der neutralen Linie läuft vielleicht in die Region der täglichen Periodizität hinauf, der andere Ast bleibt unten und überlässt seine Rolle der Linie einer neuen Wertskale, wie z. B. in unserem Beispiel die Aenderung von $21,5^\circ$ auf $23,5^\circ$ war. Im Wege der Analyse der typischen Eigenschaften unseres Beispiels kann man aber zur Erkenntnis gelangen, dass eine *rein formelle Analyse* einer gut konstruierten Isoplethe dem Experten über die energetische Eigenschaften des in Rede stehenden Bodens und der Epoche *vieles verrät*. Ein Teil der Elemente unseres Modells F bestimmt die durch die Erdoberfläche aufgenommenen oder abgegebenen Energiemengen. Denken wir nur an das aktiven oder passiven Verhalten der Strahlungsbilanz der Oberfläche. Die physikalisch-energetischen Eigenschaften des Bodens (die Elemente von bodenphysikalischer Beziehung unseres Modells F) bestimmen dagegen, wie der Boden mit der aufgenommenen Energie wirtschaftet. Von diesen Modell- Elementen hängt es ab, in welcher Weise und bis zu welcher Zeit und Tiefe die an der Oberfläche induzierte Temperaturwelle gegen die tieferen Schichten hinunterdringt.

Das Endresultat des komplexen Effektes dieser zweierlei gearteten (äusserliche energetische und innerliche bodenphysikalische) Modellelementengruppen wird an unserer Isoplethe $F[u(z,t)]$ wiedergegeben. *Dies ist aber bloss für den oberflächlichen Betrachtenden eine einfache Tatsachenkonstatierung beschreibenden Charakters*. Sie ist von einem energetischen Gehalt, welches nur schrittweise enthüllt werden kann, und zwar nach dem Vornehmen der Klärung und Analyse der Rolle der einzelnen Modell-Elemente. Vorläufig und zunächst ist unser Ziel die mathematische Formulierung und physikalische Definition der anscheinend formalen Eigenschaften.

In den obigen Seiten wurde die Temperaturtendenz definiert: die erste partielle Ableitung nach t von Modell F ist:

$$\tau = \frac{\partial F}{\partial t}$$

Da aber das Modell F nach der Gleichung (4.4) mit einer Funktion mit zwei Varianten angenähert wurde, welche im Grunde genommen aus dem Produkt

eines exponentiellen und eines trigonometrischen Gliedes bestand, ist seine erste Derivierte ebenfalls eine Funktion mit zwei Veränderlichen $\tau = f_t(zt)$, die physikalische Dimension dieser Funktion ist aber $[C^\circ \text{ sec}^{-1}]$. Die Derivation selbst kann sofort vorgenommen werden, vorerst ist es aber zweckdienlich sich mit der physikalischen Erläuterung dieses Begriffes und seines an der Isoplethe veranschaulichten Bildes zu befassen.

Zu den Punkten der Fläche Z T werden nun Funktionswerte nach τ zugeordnet. Die zu den Punkten der bisherigen Fläche Z T zugeordnete Fläche $\tau = f_t(zt)$ ist nicht identisch mit der Fläche $F[u(zt)]$, die „Dimension“ der vorherigen ist *anders* wie jene der letzteren $[C^\circ \text{ sec}^{-1}]$, bzw. $[C^\circ]$.

Die Flächenschnitte $u_i = \text{Konstante}$, bzw. $\tau_i = \text{Konstante}$ unserer sich in zwei verschiedenen Dimensionen befindlichen Flächen können auch isoplethenartig an derselben Ebene Z T dargestellt werden, es ist aber stets vor Augen zu halten, dass $u_i = \text{Konstante}$ eine *Isotherme* bedeutet, die $\tau_i = \text{Konstante}$ aber eine *Isotendenz-Linie*. (In der Praxis ist die Masseinheit Grad pro Stunde, oder Grad pro Tag usw. die bequemste). Für uns ist jetzt nur die Isolinie des Schnittes $\tau = 0$ von Interesse, welche sich an beiden Flächen als Schnittpunktlinie befindet und welche wir in den folgenden als *Extremitätslinie* bezeichnen werden.

Es ist leicht einzusehen, dass die Punktflächen $\tau < 0$ und $\tau \geq 0$ auch jetzt mit einer der vorigen neutralen Linie ähnlichen Trennlinie abgegrenzt werden können. Diese Abgrenzungslinie setzt sich aus der in den Abbildungen 10 und 11 auch physikalisch umgeschriebenen Maximum-Isolinie und Minimum-Isolinie (bzw. aus Verlängerungen derselben unter der neutralen Linie) zusammen, und — wenn man diese Isolinie abschliessen, die Punkte $\tau < 0$ und $\tau \geq 0$ überall abgrenzen will, — sich aus der Strecke einer solchen Isotherme ergänzt, die mit der t Achse möglichst parallel laufend keine tägliche Periodizität mehr zeigt. Dieser Liniestrecke entlang kann weder das Temperaturmaximum noch das Minimum mit physikalischer Strenge definiert werden. Diese Liniestrecke bedeutet aber *die letzte Grenze der Geltung der Tagesperiodizität der Temperatureffekte während des Tages* und so scheint es geeignet zu sein um die Fläche der über negative Tendenz verfügenden Punkte von jener Punktfläche abzutrennen, wo die Tendenz *nicht negativ* ist.

Das Geltendwerden (im Sommer) einer gewissen positiven Tendenz muss zugelassen werden, denn es ist eine allgemein bekannte Erfahrung, dass die Bodentemperatur unter dem Tagesperiodizitätsniveau im Sommerhalbjahr im allgemeinen ansteigt. Infolge der aperiodischen Witterungsauswirkungen kann die Tiefe der neutralen Linie und die mit der T Achse angenähert parallel laufende Isotherme von Tag zu Tag eine Fluktuation aufweisen, im Einklang aber mit unserem Näherungsverfahren erachten wir eine U-förmige schematisierung der Grenzlinie $\tau < 0$ als zulässig umsomehr, als die mathematischen Näherungsformeln von einer ganz ähnlichen Struktur sind.

Kehren wir aber zu unseren Abbildungen 10 und 11 und zum geographischen Gleichnis zurück. Wenn wir uns zu den Schichtlinien — zu den Isothermen des Maximum- und Minimum-systems — „vom Osten nach den Westen“ fortschreitend nähern, und in dem doppelten Isothermensystem die „am meisten östlichen Punkte“ der Isothermen (Schichtlinien) der Reihe nach aufsuchen — (mathematisch formuliert: jene Punkte, wo die zur Isotherme ausgezogene Tangente mit der Achse Z parallel ist, d. h. die $\frac{\delta F}{\delta z} = 0$ Punkte) — setzen

sich diese Punkte auch nach der Anschauung zu einer fortlaufenden Linie zusammen. (Auch das Grundprinzip der Kontinuitätlichkeit wird nicht ausser Acht gelassen: zwischen den ausgezogenen Isothermen befinden sich noch unzählige Isothermen und an jedem Punkte z der Fläche geht eine Isotherme durch). Diese prinzipiell stetige, ununterbrochene Linie wollen wir als *Inversionslinie* bezeichnen.

In den obigen wurde der Begriff des Gradienten definiert: als Gradient wird die erste partielle Ableitung nach z des Modells F genannt, und zwar mit entgegengesetztem Vorzeichen:

$$\gamma = - \frac{\partial F}{\partial z}$$

Nach den obigen Ausführungen sollte mit sehr kleinen Abänderungen alles über die Tendenz und über die Extremitätslinie wiederholt werden. Die Dimension der Funktionswerte $\gamma = f_z(z)$ ist: $[^\circ \text{ cm}^{-1}]$. Ihr Ensemble ergibt ebenfalls eine räumliche Fläche in der vorhin erwähnten Dimension. Die Achse γ ist senkrecht auf die ebene Fläche Z, T . Der Schnitt $\gamma = 0$ ist ebenfalls auf der Ebene Z, T . In dieser nach γ „notierten“ Isoplethenfläche wird das Feld der Punkte $\gamma > 0$ und $\gamma < 0$ von der „Isogradlinie“ $\gamma = 0$ — welche von uns *Inversionslinie* genannt wurde — ebenfalls getrennt.

Zur physikalischen Definition der Inversionslinie muss ein Bedingungssatz formuliert werden, welche aus dem obigen Begriff des Gradienten eigentlich von selbst folgt; namentlich: Die Temperaturleitung (und im energetischen Sinne: die Wärmeströmung) geht jeweils in die Richtung des positiven Gradienten vor sich und zwar unidimensionell vertikal nach unten oder nach oben.

Wo und als der Gradient Zero ist, dort und dann liegt eine Temperaturinversion vor (an unserer Isoplethe bei dem erwähnten Punkte z, t), und zwar Wärmepunkt oder Kaltpunkt je nachdem, welche Richtung diese Wärmeströmung ober und unter diesen Punkten annimmt — wie dies in einer unserer früheren Arbeiten ausführlich beschrieben und eine logische Motivierung der Bezeichnungen gegeben wurde (WAGNER R.: Acta Climatologica Tomus IV—V, Fasc. 1—4. Seiten 19—20). Diesem muss noch beigefügt werden, dass das Ensemble der Warm- und Kaltpunkte die vorhin auch mathematisch definierte Inversionslinie bildet, womit auch die physikalische Definition der Inversionslinie gegeben ist.

In den vorigen wurde die tägliche und jährliche *neutrale Linie*, die *Extremitätslinie* und die *Inversionslinie* (alle drei auf den Tag und auf das Jahr) definiert. Im weiteren geben wir die mathematische Form, die Annäherungsformel dieser drei für den Tagesgang und Jahresgang der Bodentemperatur sehr charakteristischen Linien auf Grund der auf eine Isotherme beliebiger Skaleneinteilung oben festgestellten Näherungsformel (4.4). In dieser allgemeinen Formel war der Ausgangspunkt der Temperatur-Skaleneinteilung der Isothermen $u = \text{Konstante der } 0^\circ$ (der Nullpunkt der Thermometerskala) und die ersten zwei Glieder $u_{0z} = A_{0z} = A_{00} - bz$ bedeuteten die durchschnittliche Temperatur der Schicht z . Wenn die mittlere Temperatur der Schicht z bezeichnenden Glieder auf die linke Seite der Gleichung (4.4) übertragen werden, und zwar mit der Bezeichnung

$$F[u(z)] - (A_{00} + b, z) = F_i \quad (4.5)$$

wurde im Grunde genommen nichts anderes getan, als eine einfache lineare Transformation angewendet und unsere Isotherme $u_i = \text{Konstante}$ mit den Werten der Temperaturmittel der Schicht z_i von neuem skaliert. Wenn wir

nicht bloss eine konkrete Isotherme u_i von neuem benennen, umskalieren, sondern dies auf sämtliche Isothermen $u = \text{Konstante}$ unseres Isoplethensystems vorzunehmen wünschen, kann es ebenfalls getan werden, wobei auf sämtliche (alle) Isothermen einheitlicherweise die identische Transformation angewendet werden. Unser Isothermensystem bleibt unverändert, bloss die Skalierung der Linien wird ein anderer. Nehmen wir als Grundlage der Transformation den *neutralen Punkt* unserer Isoplethe (innerhalb je einer Periode), deren Koordinaten z_n und t_n sind und der Skalenwert der ihn schneidenden Isotherme (der neutralen Linie) u_n ist. In diesem Falle kann die obige Gleichung — welche eine noch auf alle Isothermen u_i gültige Näherungsformel ist — in der folgenden Weise aufgeschrieben werden:

$$F[u_i - u_n(zt)] = F_n = A_{10} \exp(-z/D) \sin(B_{10} - z/D + \omega t) + A_{20} \exp(-z/D) \sin(B_{20} - z/D + 2\omega t) \quad (4.6)$$

In dieser Form sind an unserer Isoplethe die folgenden vorzufinden: Isothermen mit positiver Wertbezeichnung $u_i > u_n$, Isothermen mit negativer Wertbezeichnung $u_i < u_n$ und die zwei Systeme abtrennende einzige Isotherme mit 0 Zeichen, d. h. die sogenannte *neutrale Linie*. Es ist leicht einzusehen, dass in dieser Transformation die Gleichung der neutralen Linie die folgende sein wird:

$$F_n = F_0 = 0, \quad (4.7)$$

wo wir das Ausschreiben der rechten Seite von (4.6) weggelassen haben.

In unserem konkretem Beispiel, an der Abbildung 5, resp. 10 und 11 ist die Temperaturskala des neutralen Punktes $u_n = 23,5^\circ$, die Tiefe der neutralen Linie ist, von der Abbildung abgelesen, etwa $z_n = 27$ cm. Laut unserer Tabelle III. ist am 12. Juni 1964 das Temperaturmittel nach den harmonischen Koeffizienten in 20 cm $24,69^\circ$, in 30 cm $22,91^\circ$, und das Temperaturmittel auf 27 cm linear interpoliert $24,69 - (24,69 - 22,91) \cdot 0,7 = 23,44^\circ$. Das bedeutet also, dass wir mit einer Zehntelgrad kleineren Näherung das Resultat erhalten haben, welches wir an den halbgradigen Isothermen annäherungsweise konstruiert haben:

$$u_{0z} = A_{0,27} = 23,5^\circ.$$

Nach all dies kann mit einer serienweisen partiellen Ableitung die allgemeine annähernde Gleichung der Tendenz und des Gradienten leicht aufgeschrieben werden, sowie — auf Muster der unter (4.7) angegebenen Gleichung der neutralen Linie — auch die Gleichung der Extremitätslinie und der Inversionslinie. Ausserdem können die extremalen Werte dieser wichtigen Linien bestimmt und damit für die tägliche (jährliche) *aktive Schicht* und für die tägliche (jährliche) *Inversionsschicht* die mathematische Grundlage, beziehungsweise *Definition der natürlichen thermometrischen Aufteilung der Bodenschichten* gegeben werden. Bei der Ausführung der Differentiationen ist nach den Regeln der Funktionslehre vorgegangen worden, nach gewissen, leicht verständlichen Aushebungen und Zusammenziehungen — auf die hier ebendeshalb nicht eingegangen wird — sind wir aber jeweils auf die Sinus-Ausdrucksform der Periodizität zurückgekommen auf Grund der folgenden trigonometrischen Zusammenhänge:

$$(\sin x)' = \cos x = \sin\left(\frac{\pi}{2} - x\right) = \sin\left(x - \frac{3\pi}{2}\right) = \sin\left(x + \frac{\pi}{2}\right)$$

$$\sin x + \cos x = -\sqrt{2} \sin \left(x - \frac{3\pi}{4} \right) = -\sqrt{2} \sin \left(x + \frac{\pi}{2} \right)$$

Die allgemeine Näherungsgleichung der Tendenz ist:

$$\begin{aligned} \tau = \frac{\delta F}{\delta t} = \omega A_{10} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{10} - \frac{z}{D} + \omega t - \frac{3\pi}{2} \right) + \\ + 2\omega A_{20} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{20} - \frac{z}{D} + 2\omega t - \frac{3\pi}{2} \right) \end{aligned} \quad (6.1)$$

Die allgemeine Gleichung der „Tendenz der Tendenz“ ist:

$$\begin{aligned} \frac{\delta \tau}{\delta t} = \frac{\delta^2 F}{\delta t^2} = \omega^2 A_{10} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{10} - \frac{z}{D} + \omega t - \pi \right) + \\ + 4\omega^2 A_{20} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{20} - \frac{z}{D} + 2\omega t - \pi \right) \end{aligned} \quad (6.2)$$

Die allgemeine Approximationsgleichung des Gradienten ist:

$$\begin{aligned} -\gamma = \frac{\delta F}{\delta z} = \frac{\sqrt{2}}{D} A_{10} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{10} - \frac{z}{D} + \omega t - \frac{3\pi}{4} \right) + \\ + \frac{\sqrt{2}}{D} A_{20} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{20} - \frac{z}{D} + \omega t - \frac{3\pi}{4} \right) \end{aligned} \quad (7.1)$$

Die allgemeine Gleichung des „Gradienten des Gradienten“:

$$\begin{aligned} \frac{\delta \gamma}{\delta z} = \frac{\delta^2 F}{\delta z^2} = \frac{2}{D^2} A_{10} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{10} - \frac{z}{D} + \omega t - \frac{3\pi}{2} \right) + \\ + \frac{2}{D^2} A_{20} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{20} - \frac{z}{D} - 2\omega t - \frac{3\pi}{2} \right) \end{aligned} \quad (7.2)$$

Die allgemeine Gleichung der „Tendenz des Gradienten“, oder — was das selbe bedeutet: des „Gradienten der Tendenz“ ist:

$$\begin{aligned} \frac{\delta^2 F}{\delta z \delta t} = \frac{\delta^2 F}{\delta t \delta z} = \frac{\sqrt{2}}{D} \omega A_{10} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{10} - \frac{z}{D} - \omega t - \frac{\pi}{4} \right) + \\ + \frac{\sqrt{8}}{D} \omega A_{20} \exp \left(-\frac{z}{D} \right) \sin \left(B_{20} - \frac{z}{D} - 2\omega t - \frac{\pi}{4} \right) \end{aligned} \quad (8)$$

Mit einer leicht einzusehenden Begriffsverallgemeinerung bedeutet die „Tendenz der Tendenz“ und die „Tendenz des Gradienten“ nach der Erweiterung unserer Definition eine weitere partielle Ableitung der Funktion nach t , und ähnlicherweise ist der „Gradient des Gradienten“ und der „Gradient der Tendenz“ nichts anderes als eine weitere partielle Derivation der Funktion nach z mit der Hinzufügung, dass hier das Vorzeichen nicht in Betracht genommen wird, wie bei der Definition.

In jedem der mit den Gleichungen (4.6), (6.1) und (7.1) bestimmten drei Liniensystemen gibt es je eine Speziallinie, nämlich jene, die in den obigen mit dem Wert 0 bezeichnet wurde. Die annähernde Gleichung dieser Linien ist — mit der Weglassung der ausführlichen Ausschreibung — die folgende:

$$\begin{aligned} \text{Die Gleichung} \\ \text{„ der neutralen Linie } F_0 = F_n = 0 \quad [C^\circ] \end{aligned} \quad (4.7)$$

$$\text{der Extremitätslinie } T_o = \frac{\delta F_o}{\delta t} = 0 \quad [C^\circ \text{ sec}^{-1}] \quad (6.1.1)$$

$$\text{der Inversionslinie } \gamma_o = \frac{\delta F_o}{\delta z} = 0 \quad [C^\circ \text{ cm}^{-1}] \quad (7.1.1)$$

In dem auf der obigen Weise transformierten Koordinatensystem ist die formale Übereinstimmung zwischen dem mathematischen Ausdruck der Isothermen, der Isotendenzen und den Isogradlinien vollkommen. Die annähernde mathematische Form der drei Liniensystemen ist eine mit den Koordinaten z und t angegebene Funktion. Eine jede der Funktionen besteht aus je zwei Gliedern (Summanden) und ein jedes Glied aus den Multiplikatoren von je zwei Faktoren. Einer der Faktoren bestimmt die Grösse der Amplitude, die zweite gibt die Periodizität und deren Phasen. Unsere Gleichungen (4.6), (6.1), (6.2), (7.1), (7.2) und (8) sind also solche Näherungsfunktionen, welche voneinander nur in der Grösse der Amplitude und in ihrer Phase (im Argument des Sinus) abweichen.

Wenn also die Struktur der mathematischen Form unserer Speziallinien F_o , τ_o und γ_o identisch ist, so ist es evident, dass auch ihr in demselben Koordinatensystem $Z T$ dargestelltes geometrische Bild analog sein wird, nämlich mit anderen Phasen und Amplituden sich meldende mehr-oder- weniger verzerrte U -Formen.

Da unsere Kurven (schematisch dargestellt) eine im grossen und ganzen sich nach links neigende U -Form zeigen (Abb. 13.) kann zu ihnen eine mit der Achse t und z parallele Tangente gezogen werden. Die Lage und Zeit des Berührungspunktes — d. h. also die extremen Werte der Linien — können mit den obigen Differentiationen festgestellt werden, wenn die Gleichungen (6.2), (7.2), resp. (8) mit Zero gleich genommen werden. Die maximale Tiefe der neutralen Linie liegt dort, wo die Ableitung der Funktion $F_o = 0$ (nach t deriviert) bei Zero liegt, d. h.:

$$\frac{\delta F_o}{\delta t} = 0 \quad (6.1.1)$$

wobei natürlich beide Gleichungen nach (6.1) (6.2) ausführlich ausgeschrieben vorgestellt werden können.

Auf Grund unserer obigen Erwägungen kann man auch die maximale Tiefe der Extremitätslinie feststellen. Diese ist dort, wo der Ausdruck $\tau_o = 0$ nach t deriviert gleich Zero ist, d. h.:

$$\frac{\delta \tau_o}{\delta t} = \frac{\delta^2 F_o}{\delta t^2} = 0 \quad (6.2.1)$$

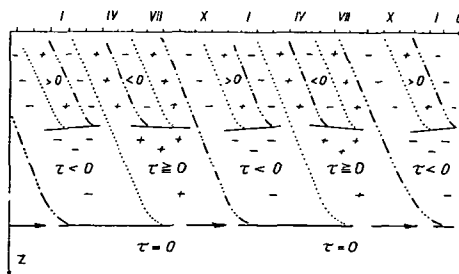


Abbildung 13. Darstellung des Schemas der Grenzlinie der periodischen Effekte in Beziehung auf Tag und Jahr.

————→ durchschnittliche Tiefe der jährlichen aktiven Schicht in Ungarn cca 18 m.

Da jedoch von dieser Linie festgestellt wurde, dass sie die extreme Grenze der Geltung der Tagesperiodizität der bei Tageslicht auftretenden Temperatureffekte bedeutet, sind diese Gleichungen zugleich auch der *mathematische Ausdruck der maximalen Tiefe der täglichen (jährlichen) aktiven Schicht*.

Mit der Anwendung eines vollkommen ähnlichen Gedankenganges kann es behauptet werden, dass die *maximale Tiefe der Inversionslinie* sich dort befindet, wo die Derivierte der Annäherungsfunktion $\gamma_0 = 0$ (nach t deriviert) Zero ist, d. h.:

$$\frac{\partial \gamma_0}{\partial t} = \frac{\partial^2 F_0}{\partial z \partial t} = 0 \quad (8.1)$$

Diese Gleichung ist der *mathematische Ausdruck der maximalen Tiefe der täglichen (jährlichen) Inversionsschicht*.

Die in diesen drei Gleichungen auftretenden Koeffizienten A und B können auf Grund der Gleichung (4.3) mit den ersten Gliedern der harmonischen Analyse aus den Beobachtungsangaben mit zufriedenstellender Genauigkeit bestimmt werden, wie dies in den obigen ausführlich dargelegt wurde.

Der Koeffizient D kann auf Grund der beobachteten Werte von je zwei Schichten aus den harmonischen Koeffizienten ebenfalls ausgerechnet werden, sogar in zwei Weisen, und zwar: entweder aus der Abnahme der Amplitude auf Grund der Gleichung (5.2.2), oder aus der Phasenverschiebung auf Grund der Gleichung (5.3.2). Wie bereits oben mitgeteilt, führen diese zweierlei Rechnungen hinsichtlich der natürlichen Böden zu nicht vollkommen identischen Resultaten. Die ausführliche Darlegung dieses Umstandes führt jedoch zu einem anderen Gebiet, wo nicht nur die thermischen, sondern auch die kalorischen Eigenschaften des Bodens, also der *energetische Schichtenbau der natürlichen Böden* mit Hilfe unseres mathematischen Modells untersucht wird.

LITERATUR

- ALISSOW, B. P. — DROSDOW, O. A. — RUBINSTEIN, E. S.: Lehrbuch der Klimatologie. S. 229., Berlin 1956.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikrometeorologie. Braunschweig 1961.
- KERÄNEN, J.: Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Einführung in d. Geophys., 1929.
- POLLAK, L. W.: Rechentafeln zur harmonischen Analyse. Leipzig 1926. — Handweiser zur harmonischen Analyse. Prager Geophysikalische Studien. Prag, 1928.
- SCHREIBER, P.: Studien über Erdbodenwärme. Jb. Sächs. Meteor. Inst., Chemnitz 1901.
- VARGA, H. Z.: Die Streuung der Bodentemperatur. Időjárás, 64, 1960., S. 375.
- WAGNER, R.: Die Temperatur des Bodens, des Wassers und der Luft in K o p á n c s. I. Acta Climatologica, IV—V. Szeged 1965.

MICROCLIMATE EXAMINATIONS IN THE AUTUMN ASPECT OF CYNODONTI-POËTUM ANGUSTIFOLIAE (RAPAICS 26) SOÓ 57 OF THE MAROS DAM

GY. BODROGKÖZY, I. HORVÁTH and O. TASSY

Institute for Plant Morphology and Systematic of the Attila József University, Szeged,
Hungary

Zusammenfassung: (Mikroklimauntersuchungen im herbstlichen Aspekt von *Cynodonti-Poëtum angustifoliae* (Rapaics 26) Soó 57 des Maros Schutzdammes) — Es kann auf Grund unserer auf den nördlich und südlich exponierten Aussenböschungen des west-östlich liegenden Abschnitts von Maros Schutzdamm durchgeführten synekologischen Untersuchungen festgestellt werden, dass:

1. Die Zusammensetzung der Vegetation, sowie das über dem Substrat ausgebildete Mikroklima sind von dem Ton-, bzw. tonigen Lehm Boden mit hohem Stillwassergehalt in bedeutendem Masse beeinflusst worden.
2. Der in dem Mikroklima der Aussenböschungen nördlicher und südlicher Exposition auftretende Unterschied nimmt parallel mit der Abnahme der Sonnenhöhe zu. Der Ablauf der Temperaturveränderungen ist auf den Böschungen südlicher Exposition schneller.
3. Auf den Dammböschungen südlicher Exposition ist die Veränderung des Spezieskombinationen der Grasassoziationen den extremeren Standortverhältnissen zufolge stärker.
4. Auf den Dammböschungen nördlicher Exposition sind das *Arrhenatherum elatius* und die *Festuca pratensis* die dominanten Spezies und auf den Südlichen das *Cynodon dactylon* und die *Poa angustifolia*.

Summary: On the basis of our synecologic examinations carried out on the part of the Maros dam whose slope is of northern or southern exposure, it can be ascertained that:
(1) The composition of vegetation as well the microclimate consolidated above the substratum are influenced in a high degree by a clay, resp. clayish mud soil of high dead water content.

- (2) The difference between the microclimates of dam slopes of northern and southern exposure increases parallelly with the decrease of sun height. The change in temperature takes place faster on a slope of southern exposure.
- (3) On dam slopes of southern exposure the change of the species combinations of grass associations is of higher degree owing to the more extreme surface soil conditions.
- (4) On the dam side of northern exposure the *Arrhenatherum elatius* and the *Festuca pratensis* are the dominant species, while on the southern one the *Cynodon dactylon* and *Poa angustifolia*.

The dams laid out for averting the danger of inundation by rivers have developed peculiar plant associations. On these objects projected above the flat level of the Lowlands the ecologic conditions differ sharply from those in their environment. The composition of flore developed on them is first of all influenced by the exposition. Thus the production of organic matter

by plant stocks developed on the dams is influenced in a considerable degree by radiation and microclimatic conditions depending upon the exposition.

The purposes of our investigations are follows:

a) *To determine first of all the degree of the microclimatic differences in several aspects among the soil factors influencing the composition of grass cover on dam sectors of different exposure.*

b) *To clear the special way of soil development on dams.*

c) *To reveal the phytocenologic regularities of dam grass along the Maros developed as a result of different ecologic effects, to trace the way of its succession, and to recognize exactly the synecologic demands of the single association components.*

On this basis suggestions may be presented concerning the solution of the manifold tasks of a problem more and more urgent in our days, i. e., of the biologic dam defence affording an increased stability against inland waters.

This is the more reasonable as the agricultural demand, the high organic matter production, as well can be ensured by the grass associations, that mean a more efficacious and lasting dam defence than any concrete or stone covering.

By realizing our programme we want, as well to make a contribution to the realization of the International Biologic Programme (examination of the production of natural plant associations as a function of radiation and temperature). Our topics are connected with the plan of the scientific cooperation of socialist countries (Comecon), as well.

I. Material and method

1. Characterization of the dam along the Maros

The place of our investigations has been sector VII. of the dam in the inundation area at the left bank of Maros, in the region of the village Deszk. Its construction began in 1886, its operations were proceeding in 1895. Its material is mainly the mud, resp. sandy clay from the borrowpits at the side of the inundation area.

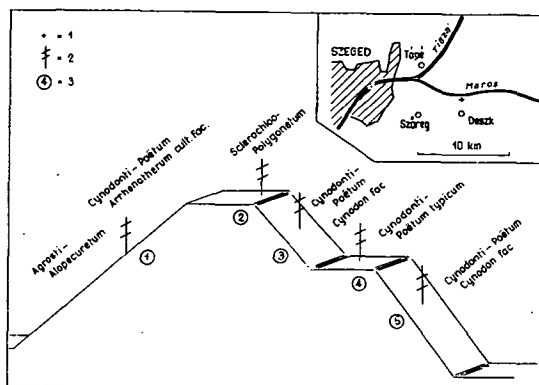
Its direction is east-western, the angle of its slope is 40°. In the examined part the side of northern exposition lies towards the river Maros, its slope being continuously formed. Its southern side is interrupted, 6 m from its edge, by a three m broad berm. 20 m from the base of dam was a sowing of yellow corn in the time of our investigations. 40 m from the northern slope, however, a later older trees is running along the dam.

The protective dam has been covered, since it was built, by a grass vegetation, set for its biologic defence, and changed during the 60—80 years passed and depending mainly upon the direction of exposure into different types of *Cynodonti-Poetum angustifoliae*, and so it does not meet the practical requirements in its present shape.

2. Methods of examination

In the chosen area microclimate examinations were carried out in August, resp. September 1966. The development of grass cover has, anyhow, been examined since the beginning of the vegetation period. At choosing the time of observations we have preferred clear, calm days.

Fig. 1. District of investigations and placing of microclimate stations
1 = area of investigations and its environs, 2 = microclimate stations, 3 = mark of microclimate stations.



The microclimate stations have been settled at right angles to the length of dam (Fig. 1). Thus we could obtain a complete cross-section of the microclimate of dam from the data of the five stations. The air temperature was measured with mercury thermometers placed horizontally, in a height of 10 cm above the soil and 30—35, 100, 150 and 180 cm depending upon the height of plant association. The mercury bags of the thermometers were defended from the immediate solar radiation by a cardboard half-cylinder covered with tinfoil sheets.

For measuring soil temperature, three mercury thermometers were used in every station, placed 2, 5, and 10 cm deep.

For measuring atmospheric humidity, Assmann's aspiration psychrometers were used in stations 1, 2, and 3, placed 50 cm high.

The intensity of illumination on the northern and southern sites of dam and on its crown was determined with selenium photo-electric Lux-meters.

The microclimate examinations were carried out August 1—2 and September 30 1966, observed in every half hour. There were recorded the visual observations, as well, concerning the macroclimate: sunshine, shape of clouds, direction and speed of wind, as well the accidental precipitation (dew).

Our informations about the humidity conditions of soil were based on pattern material got from a depth of 10, 20, and 60 cm in the neighbourhood of the microclimate stations April 21st and September 30th. The soil patterns were dehydrated in driers on 105 °C till getting a standing weight, and the water content was given in the weight percentage of dry soil.

The loss, resp. evaporation of soil humidity is considerable both from the point of view of vegetation and from that of microclimate and its process shows a close connection with the physical structure of soil. Therefore, it was important to determine also the granular composition. Among the different possible procedures, the most practicable results may be expected from the hydrometric determination, we have applied therefore that. It is a kind of depositing procedures where the deposition of soil suspension is measured with a gravimeter in definite periods.

For analyzing the vegetation, we have kept on with systematic phytocenologic observations in the area of the single microclimate stations already from the spring aspect. Thus the interaction between the grass cover and the microclimatic conditions could be measured exactly.

II. Review of results

1. Characterization of the macroclimatic conditions of the area

For valuating the microclimatic conditions of an area, the macroclimate, too, must be taken into consideration. According to the statement of R. WAGNER, namely, the microclimate is a result of interaction of the atmosphere and substratum.

The macroclimatic data used for characterization are obtained from the climatic station of the Institute of Climatology of the Attila József University. The data concerning temperature, humidity and duration of insolation from April till October in the vegetation period of 1966 are summed up in Table 1. Apart from the monthly mean values also the averages of several years and, in case of temperature, also the minima and maxima are indicated.

The monthly mean temperature has indicated a major difference from the fifty years average in April (+2 °C) and October (+4,6 °C), at any rate, the -1,4 °C difference of July, the month preceding immediately the first measuring of the microclimate, being considerable, as well. In the other months, the mean temperature is nearly identical with the average of many years.

The relative vapour content of atmosphere is the greatest in April, the smallest in June and July: the deviation from the average of thirty years (1901—1930) is the most considerable (-11 per cent) in May.

The duration of insolation was maximal in June, the number of days without sunshine is few: from April till October altogether eight.

The precipitation shows a rain maximum in June, exceeding the average

Table 1.

Months		April	May	June	July	August	September	October
Atmospheric temperature °C	Maximum	24.2	27.0	30.1	30.8	32.9	29.1	26.7
	Minimum	0.9	6.6	6.8	11.2	9.3	7.3	2.5
	Monthly average temperature	13.7	17.3	20.0	21.3	21.4	17.8	16.7
	50 years average	11.7	17.2	20.4	22.7	21.7	17.7	12.1
	Difference	+2.0	+0.1	-0.4	-1.4	-0.3	+0.1	+4.6
Atmospheric humidity per cent		75	58	63	64	63	65	70
30 years average		70	69	69	64	68	72	79
Difference		+5	-11	-6	—	-5	-7	-9
Duration of insolation	Days without sunshine	1	2	—	1	—	—	4
	Monthly middle (hours/day)	6.4	9.6	9.1	9.5	9.6	8.0	5.8
Precipitation mm		54.8	46.4	106.2	81.5	27.5	14.1	35.3
40 years average		50	65	69	52	51	50	56
Difference		+4.8	-18.6	+37.8	+29.5	-24.5	-35.9	-20.7

of forty years (1901—1940) in June with + 37,8, in July with + 29,5 mm. On the other hand, in September the lack of precipitation is considerable: — 35,9 mm.

The amount of soil moisture is determined first of all by temperature and precipitation conditions. The most part of the April precipitation: 50,5 mm from 54,8, fell in the period preceding the date of the first examination (April 21st) of soil humidity. As a consequence of the plenty of precipitation and low temperature, of course, in April there wasn't any major deviation either between the single stations or between their different soil levels. The examination of the soil water content in September took place, however, after a warm and rainless period.

2. Characterization and microclimatic conditions of the observing stations

Station 1.

In a section of its soil unearthed in 70 cm depth — although in the course of the dam building the single layers got upon one another by chance — the so-called coarse silt fraction of 0.050—0.010 mm diameter, which is anyway characteristic of the alluvial deposit of the Maros, is dominating. From the point of view of grass cover and of the developing microclimate, the upper 20 cm is the most important. The ten cm layer near the surface is the most fixed part of the section where the percentage of the clay fraction with a granule diameter smaller than 0,005 mm is 30 (Fig. 2).

Flora. The "ecologic advantages" of the northern exposure have made possible the development of a well-grown, multi-levelled dam grass-land. As a result of favourable soil conditions, even species demanding care have survived for more decades after their plantation and their succession towards the lowland dry meadows of natural origin (*Festucion sulcatae*) became slower. The closing of their stock, particularly on the upper and middle hayfield level, is, however, minimal: 40—60 per cent. It is very similar phytocenologically to the species combination of the slopes of similar exposition of the Tisza dams.

The distribution of the species combination according to levels, and its cover change according to the aspects, are as follows (Table on the other side).

Microclimate. We may attempt to characterize it in first approximation with data of the daily average values. The daily average values of soil and atmospheric temperature concerning the microclimatic stations, the conditions of illumination, the relative atmospheric vapour content and vapour pressure are summed up in Tables 2, 3, and 4. According to our August measurements, the daily average value of the atmospheric temperature does not show any considerable deviation as compared with those measured at the other stations. More considerable differences were found but at the September investigations, as a consequence of the lower position of Sun. Then the atmospheric temperature was the lowest on the northern slope. E. g., in a height of 10 cm it was 5 °C lower than on the southern side.

The same can be ascertained concerning the soil temperature, as well, where in September in a depth of 2 cm we measured 6° lower values on the slopes of northern exposure.

In station 1, in August at noontime, the intensity of illumination was about three times, in September about fifteen times weaker than on the slopes of southern exposure. This difference may have a great influence not only

	May 28.		September 30.	
	average height of plants cm	p. c. of cover- age	average height of plants cm	p. c. of cover- age
Upper grass level:				
<i>Festuca pratensis</i>	68	21	21	15
<i>Arrhenatherum elatius</i>	97	18	87	25
<i>Dactylis glomerata</i>	75	2	70	1
<i>Bromus inermis</i>	82	1	70	1
Middle grass level:				
<i>Poa angustifolia</i>	65	5	50	6
<i>Lathyrus tuberosus</i>	44	1	35	1
<i>Equisetum arvense</i>	36	1	25	1
<i>Carex hirta</i>	32	1	20	1
Lower grass level:				
<i>Medicago lupulina</i>	27	2	30	1
<i>Valerianella locusta</i>	12	1	—	—
<i>Convolvulus arvensis</i>	42	1	—	—
<i>Achillea collina</i>	15	1	38	1
<i>Lamium purpureum</i>	12	1	—	—
<i>Daucus carota</i>	20	1	60	8
<i>Vicia angustifolia</i>	7	1	32	1
<i>Myosotis micrantha</i>	14	2	—	—
<i>Viola arvensis</i>	14	1	—	—
<i>Veronica arvensis</i>	12	1	—	—
<i>Lathyrus silvestris</i>	18	1	36	1
Moss level:				
<i>Camptothecium lutescens</i>	4	15	4	20

on the microclimatic conditions but it may be of decisive effect on the species combination and organic-material production of the grass cover, as well. The increase of the intensity of illumination has namely a stimulating effect on the intensity of photosynthesis but within certain limits, its further increase causes a decrease which is different at the particular plant species.

The influence of the southern and northern expositions on the plant stocks was examined by Kausch-Heil on railway-embankments. They obtained similar results concerning the species combination of the developed plant associations: on embankment sides of northern exposure rather mesophilous species, on southern side rather those of steppe character were found.

Their detailed results concerning the atmospheric and soil temperature are indicated in the isopleth graphs of Fig. 2.

Table 2.

Station	August 1—2. 1966.							
	Temperature of atmosphere					Temperature of soil		
	10 cm	Height of plants	100 cm	150 cm	180 cm	2 cm	5 cm	10 cm
1.	21,5	21,6	21,4	21,2	21,5	21,8	21,5	21,2
2.	22,8	22,2	21,2	21,5	21,4	21,2	21,6	21,6
3.	22,4	21,7	21,7	21,5	20,9	—	23,3	23,4
4.	21,8	21,4	21,4	21,3	21,3	21,0	20,8	21,0
5.	21,4	20,9	20,9	21,2	20,9	21,3	21,6	—

Station	September 30. 1966.							
	Temperature of atmosphere					Temperature of soil		
	10 cm	Height of plants	100 cm	150 cm	180 cm	2 cm	5 cm	10 cm
1.	20,4	23,5	23,3	23,2	23,4	15,0	14,0	—
2.	25,6	23,5	22,7	23,1	22,9	17,1	16,9	16,5
3.	25,5	24,4	23,5	23,6	23,3	21,7	—	18,1
4.	25,6	24,4	23,4	23,2	23,1	18,1	16,5	16,2
5.	27,1	24,4	23,9	23,4	23,1	19,5	—	17,6

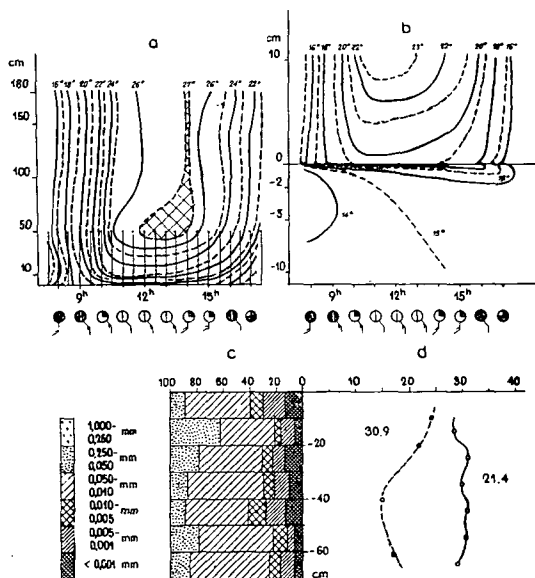


Fig. 2. Microclimate station 1.
 a = isotherms of air temperature,
 b = isotherms of air and soil temperature,
 c = soil moisture content in percent,
 d = water content of the soil in percent.

Station 2.

Its soil is similar to the former one, its humidity conditions show, however, considerable differences. First of all in the surface layers where it is more than 5 per cent lower compared to station 1.

Its flora is of transitional character between the sides of northern and southern exposures. One of the associations that developed on the strongly beaten soil of the dam crown is of low species number, of low closing, and adhering closely to the substratum: *Sclerochloa-Polygonetum*. Its dominating species are: *Sclerochloa dura*, *Polygonum aviculare*, *Cynodon dactylon*, *Lolium perenne*. Height of plants is 4—10 cm. The other association is the *Cynodonti-Poetum angustifoliae*, dominating the southern dam slope in the period of August and September. Besides the facies forming *Cynodon dactylon* with few *Poa angustifoliae*.

Microclimate: The daily average temperature shows a transition between the two slopes concerning both the temperature of soil and that of atmosphere. A major difference could be observed in the atmospheric layer near the soil where the soil surface covered by plants but in a low degree grew considerable warm.

The intensity of illumination was here the greatest in August in the early hours, from early forenoon it was equal to that on the southern side, the after 11 o'clock it was smaller than that on the southern slope.

Station 3.

Its soil: is of looser structure than that on the northern side, its layer near the surface contains 10 per cent lower clay fraction, and the mud fractions dominate (50—60 per cent). The distribution of the different soil fractions is indicated in Fig. 3.

Flora. Compared to the northern side, an extremely great difference can be observed. The dam-grass combination developed by sowing after the building of dam has changed so much by the extremely xerothermic soil conditions that none of the sown species could be found in the upper third part of the southern side. The succession enduring for several decades has led to a secondary grass association of the lowland soils of meadow and loess origin, the *Cynodonti-Poetum angustifoliae*.

This association consists but of two grass levels with a lot of ephemorous *Chenopodieta* and *Secalietea* elements. The closing of this dam grass takes place only in the middle of summer when the *Cynodon dactylon* dominates alone. It forms a dense network with its subterranean sprout system, contributing in a high degree to the drying up of the upper soil layers.

Microclimate: The daily average temperature of the area of station was nearly equal to that of the northern side even near the soil surface in August. At the end of September, however, it was already considerable higher than that. The daily average temperature of the layer near the soil surface was 6,7 °C higher than that on the northern side.

Extreme ecologic conditions are shown by the intensity of illumination of the southern dam slopes: it is in August three times, in September fifteen times higher at noontime than on the slopes of northern exposure.

The microclimatic conditions contributed in a high degree to the formation of a low soil humidity, especially in the September of dry climate.

	May 28		September 30	
	average height of plants cm	p. c. of cover- age	average height of plants cm	p. c. of cover- age
Middle grass level:				
<i>Cynodon dactylon</i>	36	15	28	60
<i>Hordeum murinum</i>	48	2	—	—
<i>Lepidium draba</i>	32	5	20	2
<i>Capsella bursa-pastoris</i>	42	3	—	—
<i>Papaver dubium</i>	65	3	—	—
<i>Poa angustifolia</i>	38	1	46	1
<i>Melandrium album</i>	48	1	60	1
<i>Erigeron canadensis</i>	5	1	72	5
Lower grass level:				
<i>Geranium pusillum</i>	23	10	—	—
<i>Calepina irregularis</i>	25	7	—	—
<i>Convolvulus arvensis</i>	30	5	18	1
<i>Erodium cicutarium</i>	30	2	5	1
<i>Myosotis micrantha</i>	23	3	—	—
<i>Polygonum aviculare</i>	5	1	20	1
<i>Holosteum umbellatum</i>	15	1	—	—
<i>Lamium amplexicaule</i>	20	1	—	—
<i>Valerianella locusta</i>	15	5	—	—
<i>Setaria glauca</i>	—	—	32	15

Moss level:

<i>Camptothecium lutescens</i>	3	5	3	8
--------------------------------	---	---	---	---

The isoplethes of the temperatures of soil and atmosphere are indicated in Fig. 3.

Station 4.

Its soil is nearly of the same physical structure as that of station 3 placed above it. In the layers lying near the surface 15—20 per cent is the fine sand (0,250—0,050 mm Ø), 20 per cent is the clay fraction dominated by coarse clay (0,005—0,001 mm Ø). A major difference was found in the humidity content of soil. The layers below 20 cm have dried up in a high degree until September, their water content was 10—15 per cent. The layers near the surface have, however, been unusually wet. This may first of all be explained by the fact that at summer showers the precipitation raining quickly in a large amount can ooze in the soil of a slope of 40 degrees but to a certain extent, instead it is gathering running on that horizontal berm, raising considerable the humidity content of the upper soil layers.

This higher water content is reflected in the external habit of vegetation, as well. While the grass cover on the upper dam section diminishes its life activity at the end of September, growing straw-yellow, the grass covering the berm goes on being green.

Table 3.

Datum	Time	Station		
		1.	2.	3.
Aug. 1st 1966.	17 ³⁰	2 000	2 650	2 350
	18	1 250	1 700	1 250
	18 ³⁰	400	450	450
Aug. 2nd 1966.	6 ³⁰	5 800	40 000	3 300
	7	7 500	7 000	4600
	7 ³⁰	12 000	10 500	7 500
	8	12 500	16 250	12 500
	9 ³⁰	11 250	33 500	31 000
	10	12 500	33 000	—
	10 ³⁰	14 500	23 500	42 000
	12	15 500	41 000	50 000
	13 ³⁰	2 650	8 100	41 500
Sept. 30th 1966.	14	990	2 150	3 700
	14 ³⁰	1 900	7 500	2 775
	15	2 250	4 250	12 750

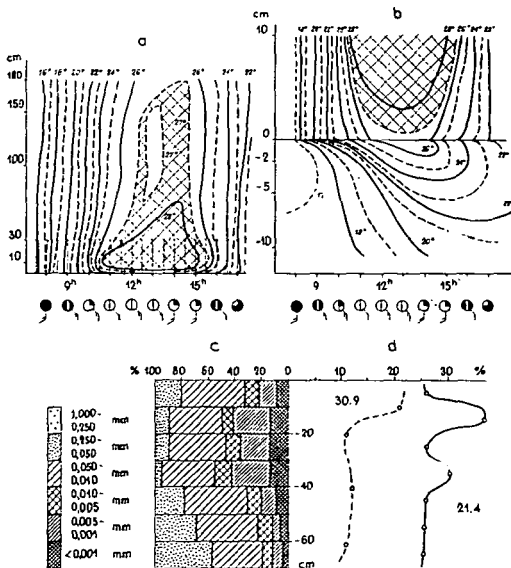


Fig. 3. Microclimate station 3.
a = isoplotes of air temperature,
b = isoplotes of air and soil tem-
perature, c = soil fractions in
percent, d = water content of the
soil in percent.

Table 4.

Datum of observation		Station					
		1.		2.		3.	
		Vapour pressure	Humidity per cent	Vapour pressure	Humidity per cent	Vapour pressure	Humidity per cent
Aug. 1st 1966.	19 ³⁰	15,9	95	15,9	93	15,7	95
	20	15,1	93	15,4	91	15,5	96
	20 ³⁰	15,0	100	15,7	99	15,2	98
Aug. 2nd 1966.	7 ³⁰	17,0	87	16,8	83	15,8	81
	8	17,7	82	17,1	86	16,4	78
	8 ³⁰	18,7	83	16,2	74	16,4	77
	9	19,0	80	18,2	76	18,3	77
	9 ³⁰	18,0	70	16,1	61	15,9	64
	10	17,8	68	15,7	59	16,8	67
	10 ³⁰	18,2	70	19,3	75	18,8	74
	11	17,6	66	17,0	63	17,6	67
	11 ³⁰	21,6	85	21,1	85	19,0	80
	12	20,4	72	19,3	68	16,4	59
	12 ³⁰	20,4	69	21,2	71	19,2	65
	13	19,8	74	19,5	72	19,2	70
	13 ³⁰	20,9	74	18,7	65	18,9	67

Flora. In the aspect of early summer the *Poa angustifolia* is dominating and the *Cynodon dactylon* begins to spread. The number of the ephemeral weed species is high here too. Thus this cenosis can be considered a variant of the *Cynodonti Poëtum angustifoliae typicum* becoming weedy. In the autumn period the high species number diminishes strongly. The advance of the *Cynodon* can be resisted only by the *Poa angustifolia*. Apart from them, the species *Convolvulus arvensis*, *Verbena officinalis*, *Setaria*, *Melandrium* and *Erigeron* repeat regularly.

The height of the single species is, as a result of the favourable water supply, considerable greater than in station 3.

The *Cynodon*, e. g., reaches an average height of 28 cm in the above place, and 35 cm here. The distribution of the occurring species according to levels is as follows:

Microclimate: The daily average value of the atmospheric temperature does not show any major difference as compared with that of station 3. Details are described in Table 2, and the conditions of soil and atmosphere temperatures in Fig. 4, in isopleths.

	May 28		September 30	
	average height of plants cm	p. c. of cover- age	average height of plants cm	p. c. of cover- age
Middle grass level:				
<i>Poa angustifolia</i>	72	35	60	15
<i>Bromus mollis</i>	65	4	50	1
<i>Lepidium draba</i>	37	1	30	1
<i>Carex vulpina</i>	36	2	40	1
<i>Melandrium album</i>	70	4	65	2
<i>Cynodon dactylon</i>	30	5	35	50
<i>Verbena officinalis</i>	32	1	48	3
<i>Setaria glauca</i>	5	1	55	3

Lower grass level:

<i>Convolvulus arvensis</i>	18	2	40	3
<i>Polygonum aviculare</i>	3	1	8	1
<i>Geranium pusillum</i>	24	15	—	—
<i>Lithospermum arvense</i>	46	1	—	—
<i>Valerianella locusta</i>	14	3	—	—
<i>Veronica hederifolia</i>	8	1	—	—
<i>Lamium purpureum</i>	16	1	—	—
<i>Calepina irregularis</i>	28	2	—	—
<i>Erodium cicutarium</i>	30	5	5	1

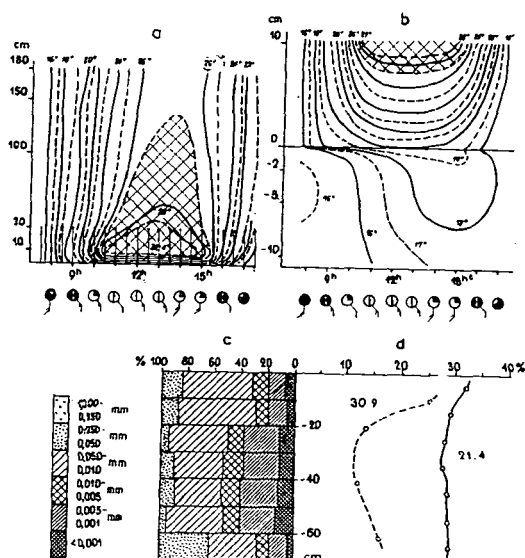


Fig. 4. Microclimate station 4.

a = isoplates of air temperature,
b = isoplates of air and soil temperature, c = soil fractions in percent,
d = water content of the soil in percent.

Station 5.

Its soil. It is the fixest in the examined dam section. Its fraction that can be cleared of mud is 95 per cent in the layer near the surface, and of that more than 40 per cent belongs to the clay fraction. The soil becomes of looser structure only below 40 cm where the ratio of fine sand grows gradually above 30 per cent. Although the soil humidity in the upper 15 cm is more than 5 per cent greater than in the upper section of similar slope angle (station 3), its positiv influence on the vegetation is insignificant, owing to the great dead water content of the soil.

The precipitation water flowing on the slope gathers in this zone of dam, so the soil humidity appearing near the surface in spring and autumn may easily be explained.

Its flora is similar to the vegetation conditions of the upper dam region (station 3). There appear also here the xerothermic species combinations of the association *Cynodonti-Poëtum angistifoliae*. In their combination the greater soil water content is not reflected because of the higher dead water content. The composition of grass cover has changed only so that number and complete cover of the ephemorous species is considerably lower than in the environment of station 3.

Its microclimate: The daily average atmospheric temperature is similar to that in the other stations of the southern slope at the end of summer. In autumn, however, a heat surplus of about 2 °C appears. This can be attributed mainly to the effect of the warm air streaming there from the adjacent agricultural areas. (Cf. details in Fig. 5).

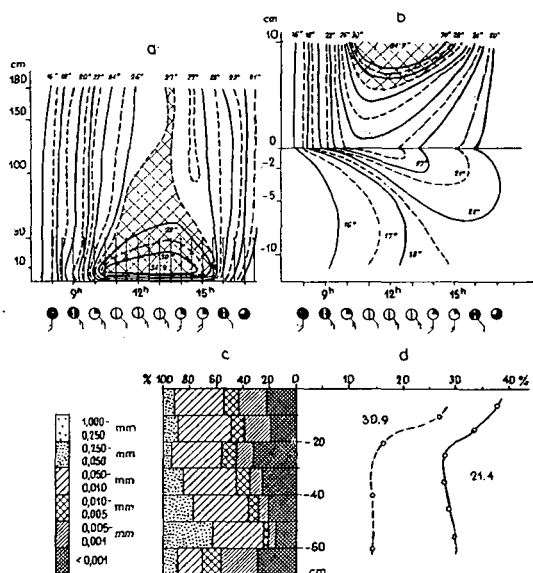


Fig. 5. Microclimate station 5.

a = izopletes of air temperature,
b = izoplates of air and soil temperature, c = soil fractions in percent, d = water content of the soil in percent.

III. Summary of results.

Our synecologic examinations carried out on the protective dam of the Maros are comprising the species combination, zonation of dam grass, changes in the physical structure of its soil, humidity conditions, measurement of the microclimatic conditions in the dam zones of different level height and exposure in the summer and autumn aspects. The results of our investigations are summed up as follows:

1. Although at building the dam its material was digged out of layers lying in highly different depths of the borrow-pit, today there aren't any major differences any more between the soil profiles of its zones. The fraction of their inundation mud soil that can be cleared of mud changes between 70—85 p. c., thus its fixation corresponds to that of argillaceous mud, resp. clay. A result of that is their high dead water content that exerts a considerable influence on the composition of vegetation as well on the microclimate formed above the substratum.

2. It can be ascertained on the basis of microclimatic examinations performed in five stations along the dam section that the intensity of illumination is seasonably changing on the sides of northern and southern exposure, as well on the dam crown, depending upon the position of the sun and the spaciouness.

In summer, in the morning hours, the intensity of illumination on the northern side is greater than on the southern one, and the intensity of illumination on the southern side surpasses that on the northern side but after the late morning hours. From September, however, the intensity of illumination is the greatest on the southern side through the whole day.

The relative vapour content is influenced by the different expositions but at noontime.

The difference concerning the soil and atmospheric temperatures is but of a small extent at a higher position of the Sun as a function of exposition. At a lower position of the Sun however, on the dam slopes of southern and northern exposure, in the temperature of 2 cm soil and 10 cm air the difference gets to 7 °C, in a daily average value. The course of change in the temperature is the fastest on a slope of southern exposure.

The extreme values of atmospheric temperature are formed on the northern slope above the plant stock, on the southern slope, however, and on the dam crown they are rather in the plant stock. The temperature conditions of the plant stock are therefore influenced by the motion of air the most considerably on the dam crown and southern slope.

3. As a consequence of the different microclimatic conditions, developed by the effect of exposition, grass associations are formed on the dams that are separated sharply from one another.

On the upper section of the dam side southern exposure *Cynodonti-Poëtumangustifoliae* grass develops, dominating species being the *Cynodondactylon*. On the middle berm section of the southern slope the facies *Poa angustifolia* of the same association appears. On the lower section of the dam side of southern exposure the flora is similar to that of the upper section.

It may be ascertained that on the slope zones of dams of southern exposure, owing to the extreme soil conditions, the change of species combinations of

the grass associations is of a high degree. It is, however, much smaller on the slope zones of northern exposure. Here several species, sown before more decades, have maintained their dominating role up to our days. Such mesofilious species are the *Arrhenatherum elatius*, *Festuca pratensis*.

These examinations have proved to be suitable for studying the succession of the original culture grass, sown originally since the building of the protective dam, in the direction of the natural grass associations, in the function of the ecologic — first of all microclimatic — effects of different degrees. This effect is considerable, and so it is reasonable that the zones of the grass associations of the Maros dam are in a lot of respects similar to the grass associations of the protective dam of Tisza, resp. to their zonal arrangement in a similar exposition.

IV. REFERENCES

- BALLENEGGER, R.—DI GLERIA, J. (1962): Methods of the soil and dung examinations. Agric. Ed., Budapest (Hungarian).
- BIEL, E. R. (1959): Microclimate and grassland — Grasslands AAAS (Washington).
- BODROGKÖZY, GY. (1961): Ökologische Untersuchungen der Mähwiesen und Weiden der Mittel-Theiss. (Das Leben der Tisza XIII). Phytion, (Graz) 9. 196—216.
- BODROGKÖZY, GY. (1966): Die Vegetation des Theiss-Wellenraumes III. Auf der Schutzdammstrecke zu Szeged durchgeführte phytozöologische Analysen und ihre praktische Bewertung. Tiscia, 2, 47—67.
- DI GLERIA, J.—KLIMES SZMIK, A.—DVORACHEK, M. (1962): Bodenphysik und Bodenkolloid. (Budapest).
- ELLENBERG, H. (1958): Über die Beziehungen zwischen Pflanzengesellschaft, Standort, Bodenprofil und Bodentyp. Angewandte Pflanzensoziologie, 15, 14—18.
- FIGULA, F. (1964): Untersuchungen über die Wasser- und Wärmebilanz des Hanges. — Wiss. Karl Marx Univ. Nat. Wiss. Reihe, 13, 783—788.
- GOLTSBERG, I. A. (1962): Mikroklimat holmistogo rel'efa i ego vliyanie na sel'skokhosyaystvennyye kultury. (Leningrad).
- HESSE, W. (1962): Über die Methodik von mikrometeorologischen und mikroklimatologischen Messungen in Pflanzenbeständen. Biometeorology, 554—561.
- HOLMES, R. M.—DINGLE, A. N. (1965): The relationship between the macro- and microclimate. Agric. Meteor., 2, 127—133.
- HORÁNSZKY, A. (1957): Mikroklima-Messungen am Szentmihály-Berg bei Nagymaros, Ungarn. Annal. Univ. Sci. Budapestiensis de Roland Eötvös nom. Sect. Biol. 1, 89—131.
- HORVÁTH, I. (1959 a): Theoretische Fragen der Erziehung von Kiefersämlingen II. Zusammenhänge zwischen Aussaatszeit und Bodentemperatur. Ann. Univ. Sci. Budapestiensis de Roland Eötvös nom. Sect. Biol. 2, 101—111.
- HORVÁTH, I. (1959 b): The effect of deep and surface manuring on the temperature and water content of sand soils. — Acta Climat. Univ. Szegediensis 1, 29—43.
- HORVÁTH, I.—KOLTAY A. (1964): Methodic problems of photometry in the flora. — Agr. Univ., Yearbook of the Agric. Faculty, 301—305. (Hungarian).
- HORVÁTH, I.—PRÉCSÉNYI, I.—FEHÉR, V. I. (1963): Verwendung mathematisch-statistischer Methoden in der Abgrenzung von Mikroklimaräumen. — Acta Climat. Univ. Szegediensis, 2—3, 3—12.

- KATITS, P. (1962): Savremena istrasivanya bilyog klimata. — Savr. Polyprop., 10, 480—487.
- KAUSCH, W.—HEIL, H. (1965): Der Bahndamm als Modell für mikroklimatisch bedingte Vegetationsunterschiede auf kleinstem Raum. — Die Naturwiss., 52, 351.
- LÜTZKE, R. (1963): Über die Problematik von Temperaturmessungen mit der eT-Methode bei lokalklimatologischen und stanortskundlichen Untersuchungen. — Archiv f. Forstwesen, 12, 1053—1065.
- SENNIKOV, A. P. (1953): Ecology of plants. — (Budapest).
- SIELSKI, J. (1960): Rosa-wasy element mikroklimatu. — Gaz. Observ. PIHM., 13, 3—5.
- Soó, R. (1964, 1966): Taxonomical and phytogeographical manual of the Hungarian flora and vegetation, I—II. — (Budapest).
- SZUJKÓ—LACZA, J. (1961): Data about the microclimatic conditions of plant associations placed in different expositions in the Börzsöny Mountains. — Fragm. Bot. Mus. Hist. Nat. Hung., 1, 17—35. (Hungarian).
- WAGNER, R. (1955): Notion and method of microclimate in the natural geographic examinations. — Geogr. Comm., 4. (Hungarian).
- WAGNER, R. (1956 a): Data to the microclimate of the South-Eastern Great Hungarian Plain. — Geogr. Comm., 5. (Hungarian).
- WAGNER, R. (1956 b): Microclimatic measurements and their mapping. — Geogr. Publ., 2. (Hungarian).

NOMOGRAPHISCHE METHODEN MIT VERWENDUNG DER TRANSVERSALEN AZIMUTALEN PROJEKTIONEN DES SPHÄRISCHEN KOORDINATENNETZES ZUR BERECHNUNG DER SONNENHÖHEN ÜBER BELIEBIG GENEIGTEN EBENEN

von Á. KISS

Summary: (*Nomogrammic methods with the application of the transversal azimuthal projections of the grid lines of spherical coordinates for calculating the solar altitudes above the sloping plane surfaces*) As is well known, two drawing of the transversal stereographic or orthographic azimuthal projection of the grid lines of spherical coordinates, drawn over each other with identical contours, will produce a nomogram, from which the equatorial and horizontal coordinates of the sun (or any other celestial body) may be mutually determined from each other.

It is shown that with the aid of the nomogram, composed from the transversal projections, the sun's altitude above the sloping plane surfaces too, may be determined. The nomogram can be used in two ways of computation. According to one of them the values of the sun's altitude above the horizon and those of its azimuth can be applied, while according to the other one the hour angle and declination of the pole of the slope are to be determined first and by their aid one may compute solar altitude above the slope.

Zusammenfassung: Es ist bekannt, dass, wenn zwei Zeichnungen der transversalen stereographischen oder orthographischen Azimutalprojektion des sphärischen Koordinatennetzes mit gleichen Konturen übereinander gelegt werden, ein Nomogramm entsteht, das es ermöglicht, äquatoriale und horizontale Koordinaten der Sonne (oder eines anderen Himmelskörpers) aus einander gegenseitig zu berechnen.

Es wird nachgewiesen, dass mit Hilfe eines aus transversalen Projektionen zusammengestellten Nomogrammes auch die Sonnenhöhe über einer geneigten Ebene festgestellt werden kann. Das Nomogramm kann auch nach zwei verschiedenen, schon bekannten Berechnungsverfahren verwendet werden. Bei dem einem Verfahren gelangen die Angaben der Sonnenhöhe über dem Horizonte und des Sonnenazimuts zu Verwendung, nach dem anderen Verfahren hingegen muss zuerst der Stundenwinkel und die Deklination des Pols der geneigten Ebene bestimmt werden, und durch die Verwendung dieser Grössen wird die Sonnenhöhe über der geneigten Ebene festgestellt.

Bevor der Behandlung des Problems der Neigung der Sonnenstrahlen zum Hang müssen kurz jene Methoden besprochen werden, womit die horizontalen Koordinaten der Sonne bestimmt werden.

Wie bekannt, wird die Höhe der Sonne über dem Horizont — in Kenntnis der geographischen Breite des Beobachtungsortes (φ), sowie der Deklination und des Stundenwinkels der Sonne (δ, t) — durch die Formel

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

bestimmt.

Wenn die im Laufe eines Tages vor sich gehenden Änderung der Deklination der Sonne ausser Acht gelassen wird, d. h. die Deklination auf die

Dauer eines Tages konstant angenommen wird, so ändert sich die Höhe der Sonne im Laufe des Tages in der Funktion des Stundenwinkels. Wenn nämlich φ und δ konstante Werte sind, dann ist

$$\sin h = a + b \cos t$$

Bei $\sin h = y$ und $\cos t = x$ erhalten wir die Gleichung

$$y = a + bx$$

d. h. die Gleichung einer Gerade.

Die im Laufe eines Tages vor sich gehenden Änderung der Höhe der Sonne über dem Horizont wird also durch eine Gerade ausgedrückt. Da die Gerade bereits durch zwei Punkte bestimmbar ist, genügt im rechtwinkligen Koordinatensystem den die Zeit der oberen Kulmination bezeichnenden, zum Abszissenwert $\cos 0^\circ = 1$ gehörenden Ordinatenwert, $\sin (90^\circ - \varphi + \delta)$, oder $\cos (\varphi - \delta)$, und den die Zeit der unteren Kulmination ausdrückenden zum $\cos 180^\circ = -1$ Abszissenwert gehörenden Ordinatenwert $\sin (90^\circ - \varphi - \delta)$, oder $\cos (\varphi + \delta)$ anzugeben [1]. Die Punkte der durch zwei Punkte gezogenen Geraden drücken die Sonnenhöhen in verschiedenen Zeitpunkten des Tages aus, und dies kann vom Koordinatensystem direkt abgelesen werden, wenn wir die Achse X zwischen den Werten von -1 und $+1$ auch mit Cosinus-Einteilung versehen und die Werte der $\cos t$ auch nach der wahren Ortszeit bezeichnen, weiters an der Achse y auch die Sinus-Werte zwischen den Werten -1 und $+1$ angeben und neben dem einzelnen Sinus-Werten auch die entsprechende Winkelwerte aufschreiben.

Es muss noch erwähnt werden, dass die Gleichung

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

auch auf eine einfachere Form gebracht werden kann, und zwar (mit dem Weglassen der Ableitung)

$$\sin h = \frac{\sin \varphi \sin (\delta + \omega)}{\cos \omega}$$

wo $\operatorname{tg} \omega$ mit der Formel $\operatorname{ctg} \varphi \cos t$ errechnet werden kann.

Mit dieser Formel ist die Rechnung nur dann einfacher, wenn nur eine einzige Sonnenhöhenangabe benötigt wird, oder wenn man mehrere Sonnenhöhenangaben errechnen will, diese Sonnenhöhen sind aber nicht nur Funktionen des variablen Stundenwinkels, sondern zugleich auch Funktionen der variablen Deklination oder der verschiedenen geographischen Breite. An einem gegebenen Orte im Laufe eines Tages zu erwartende Reihe von Sonnenhöhen kann mit der Formel

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

ökonomischer errechnet werden.

Der Äzimuth der Sonne kann (nach vorheriger Errechnung der Höhe) mit den folgenden Formeln errechnet werden:

$$\sin a = \frac{\cos \delta \sin t}{\cos h}$$

oder

$$\cos a = \frac{\sin \varphi \cos \delta \cos t - \cos \varphi \sin \delta}{\cos h}$$

und weiters, (mit der Weglassung der vorherigen Errechnung der Höhe) mit der Formel

$$\operatorname{ctg} a = \frac{\sin \varphi \cos t - \operatorname{tg} \delta \cos \varphi}{\sin t}$$

Den Ort des Sonnenaufganges und Sonnenunterganges drückt die Formel

$$\sin A = \frac{\sin \delta}{\cos \varphi}$$

aus, wo A die Weite [Amplitude] des Aufganges und Unterganges bedeutet.

Der Zeitpunkt des Sonnenaufganges und Unterganges gibt uns die Formel

$$\cos (180^\circ - t_0) = \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta$$

In den auf die Zeitpunkte des Aufganges und Unterganges bezüglichen Formeln (wie auch in den Formeln bezüglich der Höhe und des Azimuts) wird die Sonne durch ihr Zentrum ersetzt, und die Refraktion wird in den Formeln nicht in Betracht gezogen.

Anstatt der obigen Formeln genügt für den Geographen und Klimatologen meistens die Anwendung des GY. ERDI-KRAUSZ als „*Navicard*“ benannten Nomogrammes (2). Mit Hilfe des *Navicard* kann die Höhe und der Azimut der Sonne gewöhnlich mit der Genauigkeit von $0,1^\circ$ bestimmt werden. Mit Hinsicht darauf, dass die tägliche Änderung der Deklination der Sonne im grössten Teil des Jahres $0,1^\circ$ übersteigt, ja sie in den Wochen um das Äquinoktium sogar den Wert von $0,3^\circ$ erreicht, können genauere Werte als jene der mit *Navicard* errechneten auch im Wege der Anwendung der trigonometrischen Funktionen nur dann erhalten werden, wenn uns die Deklination der Sonne mit ihrem Stundenwinkel auf eine bestimmte Zeit zumindest mit der Genauigkeit von $0,1^\circ$ bekannt ist.

Der wichtigste Bestandteil des Navicard ist die stereographische transversale Projektion des Netzes der sphärischen Koordinaten. Die Bildebene der Projektion liegt vertikal auf die Grundebene des sphärischen Koordinatensystems. Wenn die Projektion des sphärischen Koordinatennetzes als die Projektion des Himmelsgewölbes betrachtet wird, so kann dies sowohl die Projektion eines im Koordinatensystem des Horizont, als auch im Koordinatensystem des Äquators gezeichneten Koordinatennetzes sein (sie kann aber auch eine Projektion z. B. des Netzes des ekliptischen Koordinatensystems sein). Wenn der Entwurf als eine Projektion des horizontalen Koordinatensystems betrachtet wird, dann sind die Kreise des Entwurfes die Projektionen der Höhenkreisen von verschiedenen Azimuts und der Almukantaraten von verschiedener Höhe (mit dem Horizont parallel verlaufende Kugelkreise) — da nämlich mit Ausnahme der Projektion des Anfangsmeridians und der Grundebene auf der stereographischen transversalen Projektion alle Linien Kreisbögen sind —, wenn er aber, als die Projektion des Netzes des Äquatorialen Koordinatensystems erachtet wird, dann sind die Kreise der Zeichnung die Projektionen der Stundenkreise und der mit dem Äquator parallel verlaufenden sphärischen Kreise, d. h. die Projektionen der virtuellen Bahnkreise der Himmelskörper mit verschiedener Deklination.

Zur Bestimmung der Sonnenhöhe über dem Horizont, sowie ihres Azimuts sind zwei Entwürfe der stereographischen transversalen Projektion benötigt und eine derselben muss auf der Oleate liegen. Eine der Zeichnungen wird als ein Netz des Koordinatensystems des Horizonts, die andere aber eine solche des Äquators betrachtet. Wenn wir die erwähnte Aufgabe auf einen Standort bestimmter geographischer Breite auf einen gegebenen Zeitpunkt eines gegebenen Tages des Jahres ausführen wollen, wenn also φ , δ und t bekannt sind und wir h und a suchen, bringen wir die zwei gleich grossen Zeichnungen in einer solchen Weise übereinander an, dass die Achse des äquatorialen Systems,

— die sogenannte Weltachse — den Winkel der fraglichen geographischen Breite mit dem Projektionsbild des Horizonts einschliesst. Demnach suchen wir das Projektionsbild der Sonnenbahn gegebener Deklination, und ermitteln die Projektion des dem gegebenen Zeitpunkt entsprechenden Stundenkreises. Der Durchgangspunkt der gegebenen Sonnenbahn mit dem entsprechenden Stundenkreis ergibt die Lage der Sonne auf dem Himmelsgewölbe, resp. auf der Zeichnung. Nach diesem wird festgestellt auf der Projektion des Koordinatensystems des Horizonts, auf welcher Almukantarate und welchem Höhenkreise die Sonne sich befindet, und so ergibt die Höhe der Almukantarate die Höhe der Sonne, der Azimut des Höhenkreises aber den Azimut der Sonne [Abb. 1.].

Vom Érdi-Krausz'schen Navicard werden nicht zwei Zeichnung der stereographischen Projektion, sondern nur eine solche angewandt. Die andere Zeichnung wird von zwei Metallarmen ersetzt, welche auf einem im Mittelpunkt der Projektion angebrachten Zapfen befestigt im Kreise umdrehbar sind und im Verhältnis zu einander verdrehbar sind. Die Länge eines Armes ist mit dem Radius gleich, während die Länge des anderen Armes abänderbar ist. Mit Hilfe derselben kann die vorige Aufgabe auf der Zeichnung so gelöst werden, dass sie zunächst als die Projektion des Netzes des äquatorialen Koordinatensystems angesehen wird, der ständige Arm mit dem Anfangsmeridian der Projektion — mit der Weltachse — in Zusammenfall gebracht wird, der auf der Spitze des abänderbaren Armes befindliche Index aber auf den gegebenen Stundenwinkelpunkt des Bahnkreises gegebener Deklination gelegt wird. Auf dieser Weise ist der Index des abänderbaren Armes im Verhältnis zum ständigen Arm in einer solcher Lage, wie die Lage der Sonne auf der Projektion der äquatorialen Koordinaten im Verhältnis zu der Weltachse. Demnach werden die Arme im Verhältnis zueinander fixiert. Sodann wird die Zeichnung als die Projektion des horizontalen Koordinatensystemnetzes erachtet und der ständige Arm an ihr so angebracht, dass er den Winkel der geographischen Breite des gegebenen Standortes mit der Projektion des Horizonts einschliesst. Vom Index des veränderbaren Armes wird dann die Lage der Sonne im Koordinatensystem des Horizonts bezeichnet und die Höhe und Azimut der Sonne kann abgelesen werden (Abb. 2.).

Weniger genaue — aber aus vielen Standpunkten genügend genaue — Angaben, als jene mit den stereographischen Entwürfen, bzw. dem Navicard erhältlichen, können ermittelt werden, wenn nicht die stereographischen, sondern orthographischen Projektionen benützt werden.

Die orthographische transversale Projektion wird von M. LÓSKAY [3] in 1905 erschienenen Rechenscheibe angewandt. Das Instrument von LÓSKAY enthält bloss einziges ausführliches Bild der Projektion, und versieht die Rolle des äquatorialen Koordinatensystemnetzes, wogegen aus dem Netz des horizontalen Koordinatensystems nur die Gradeinteilung des Meridiankreises, und die Azimuteinteilung des Horizonts ausgearbeitet ist. Die Ablesung der Höhe geht in der Weise vor sich, dass die Lage der Sonne parallel mit dem Horizont auf den Meridian projiziert wird; die Höhe des projizierten Punktes über dem Horizont ist mit der Höhe der Sonne gleich. Der Azimut wird durch Schätzung festgestellt.

Viel bequemer, als mit der Vorrichtung von LÓSKAY, können wir mit der orthographischen transversalen Projektion arbeiten, wenn zwei Exemplare der Projektion benützt werden und eines derselben auf der Oleate verfertigt ist. (Ebenso, wie das im Zusammenhange mit der stereographischen transversalen Projektion besprochen wurde). Wenn die Sonnenbahnen und Stunden — kreise, sowie die Almukantaraten und Höhenkreise mit entsprechender Dichte angebracht sind, so kann nach der geographischen Breite, und die zwei Zeichnungen der Projektion im Verhältnis zueinander entsprechend eingestellt, an den zwei Zeichnungen für jedem Zeitpunkt eines beliebigen Tages des Jahres die Höhe und Azimut der Sonne (sowie an den einzelnen Tagen die Zeit und Lage des Sonnenaufganges und -unterganges, und auch die Dauer der Dämmerung) festgestellt werden (diese können natürlich auch mit stereographischen Projektionen festgestellt werden), ohne die zwei Bilder im Verhältnis zu einander verstellen zu müssen.

Wenn die transversale Projektion nicht in zwei Exemplaren zur Verfügung steht, kann ein der Navicard' ähnliches Verfahren gewählt werden. In diesem Falle muss nur der Konturkreis und der Anfangsmeridian von der Projektion auf Oleate kopiert werden. Wenn die Oleatenkontur den Konturkreis der Projektion genau deckt und die Oleatenachse die Achse der Projektion deckt, bezeichnen wir auf der Oleate den Punkt gegebener Deklination, welcher über der Projektionsstelle der Sonne eines gegebenen Stundenwinkels liegt, und sodann verdrehen wir die Oleatenachse, der gewünschten geographischen Breite entsprechend. In diesem Falle sind die Koordinaten der neueren Projektionsstelle des Oleatenpunktes mit den horizontalen Koordinaten der Sonne gleich. Mit je einer Oleate kann eine grosse Anzahl von Messungen sowohl auf der stereographischen, als auch an der orthographischen transversalen Projektion ausgeführt werden.

Obwohl die orthographische Projektion nicht winkeltreu ist, ergeben die obigen Verfahren bezüglich der täglichen virtuellen Bahn der Sonne (und sonstiger Weltkörper) auch auf der orthographischen Projektion genaue Angaben, d. h. die Genauigkeit hängt bloss von der Genauigkeit des Bildes und der Technik der Ablesung ab. Da die orthographische Projektion gegen ihre Kontur das Bild des Koordinatennetzes stark verdichtet und zusammendrängt, ermöglicht sie keine so genaue *Ablesung*, als die stereographische Projektion, welche eben gegen ihre Kontur ein luftigeres Bild ergibt. Mit Hilfe der orthographischen Projektionen kann dagegen der tägliche virtuelle Gang der Himmelskörper anschaulicher abgebildet werden, als mit den stereographischen Projektionen, da die orthographische Projektion uns den Himmelsglobus so vorstellt, wie wir ihn „von aussen“ tatsächlich sehen würden, — aus einer gewissen Entfernung sehen wir nämlich annähernd alles orthographisch.

Die mit Hilfe des Cosinus-Satzes der sphärischen Trigonometrie abgeleitete Satz bezüglich der Höhe der Sonne über dem Horizont

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

kann auch an den orthographischen transversalen Projektionen des Himmelsglobus abgeleitet werden, ja sie ist nicht bloss ableitbar, sondern wird dadurch auch der Zusammenhang evident und anschaulich.

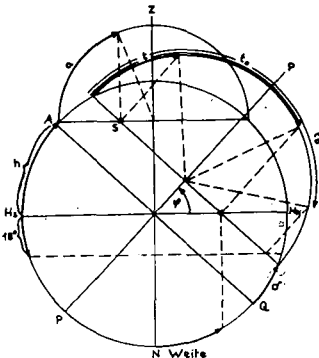
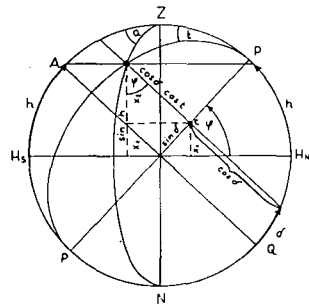
Nehmen wir den Radius der Projektion des Himmelsglobus als die Einheit, so ist die Höhe der Sonne über dem Horizont an der Projektion mit $\sin h$ gleich [Abb. 3]. An dem die Höhe der Sonne angehenden Gerade-Abschnitt von der Länge von $\sin h$ können zwei Abschnitte, nämlich die Abschnitte x_1 und x_2 unterschieden werden, d.h.

$$\sin h = x_1 + x_2$$

D.h. also $\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$

Die Höhe der Sonne über der Hangebene kann mit Verwendung der Höhe über dem Horizont und des Azimuts, oder aber auch ohne Anwendung dieser Koordinaten errechnet werden. In folgendem werden wir das Verfahren, wobei die Koordinaten der Höhe und des Azimuts verwendet werden, als das *zenitale*

auf dem auf die Meridianebene orthographisch projizierten Bild des horizontalen und des äquatorialen Koordinatensystems im Wege der Zusammenhängen von Geometrie in der Ebene. $\varphi = 47^\circ$, $\delta = 20^\circ$, $t = 45^\circ$ Bezeichnungen wie in Abb. 1.



73

Verfahren bezeichnen [da dort der Zenitpunkt die dritte Ecke (neben dem Hangpol und der Sonne) des als Grundlage des die Höhe der Sonne über dem Hang dienenden astronomischen Dreiecks ist] —, jene Rechnungsmethode aber bei welcher die Angaben der Höhe und des Azimuts nicht verwendet werden, benennen wir aus ähnlicher Erwägung (da dort die Höhe der Sonne über dem Hang ausdrückende Formel aus einem solchen sphärischen Dreieck abgeleitet wird, dessen dritte Ecke der Pol der Weltachse ist) als das *polare* Verfahren.

Mit der azimutalen Methode, mit Anwendung des sich auf die Seiten des sphärischen Dreiecks ZSP_H beziehenden Cosinus-Satzes [S. Abb. 5] erhalten wir auf einen mit dem Stundenwinkel t bestimmten Zeitpunkt die Gleichung

$$\sin h' = \sin p \sin h + \cos p \cos h \cos a'$$

in welcher \pm

h' = die Höhe der Sonne über der Ebene des Hanges,

p = die Höhe des Hangpols über dem Horizont (ergänzender Winkel des Neigungswinkels)

a' = die Differenz zwischen dem Azimut des Hangpols und dem Azimut der Sonne.

Die Rechnung mit dieser Formel ist ziemlich unbequem, da die Werte h und a' als Funktion des Stundenwinkels der Sonne im Laufe des Tages sich in ständiger Änderung befinden. Diese Gleichung kann nicht auf die Formel

$$y = a + bx$$

gebracht werden, und derart im rechtwinkligen Koordinatensystem mit einer Geraden repräsentiert werden. Im Gegensatz zur die Höhe der Sonne über dem Horizont ausdrückenden Gleichung

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

ist es zweckmässig die Gleichung

$$\sin h' = \sin p \sin h + \cos p \cos h \cos a'$$

auch dann auf die zum Rechnen bequemer Form

$$\sin h' = \frac{\sin p \sin (h + \omega)}{\cos \omega}$$

$$\operatorname{tg} \omega = \operatorname{ctg} p \cos a'$$

zu bringen, wenn man auf die Dauer des ganzen Tages die Höhe der Sonne über dem Hang ausrechnen will.

Weitere Nachteile des zenitalen Verfahrens sind die folgenden: weder der höchste Sonnenstand über dem Hang, die Höhe der „*Hang-Kulmination*“, noch der Zeitpunkt dieser Hang-Kulmination kann mit ihm festgestellt werden, aber auch die Zeitpunkte des Aufstieges der Sonne über die Hangebene, des Unterganges unter die Hangebene, also die Zeitpunkte des „*Hang-Sonnen-aufganges*“ und des „*Hang-Sonnenunterganges*“ können nicht ermittelt werden.

Wenn man die Höhe der Sonne über der Hangebene ohne die Anwendung der Sonnenhöhe und des Azimuts errechnen will (4, 5), so müssen dazu anstatt der Höhe und des Azimuts zwei andere Koordinaten errechnet werden, und zwar zwei solche Koordinaten, welche an und für sich genommen von keinem solchen Informationswert sind, als die Höhe und Azimut der Sonne. Diese Koordinaten sind aber nicht die Funktionen des Stundenwinkels, die bleiben unverändert nicht nur im Laufe des Tages, sondern auch im Laufe des Jahres, resp. der Jahre, so lange bis sich der Hang selbst ändert. Diese zwei Koordinaten sind die folgenden: die Äquatordistanz des Hangpols, d. h. die Deklination des Hangpols (δ') und der Stundenwinkel des Hangpols (ϵ).

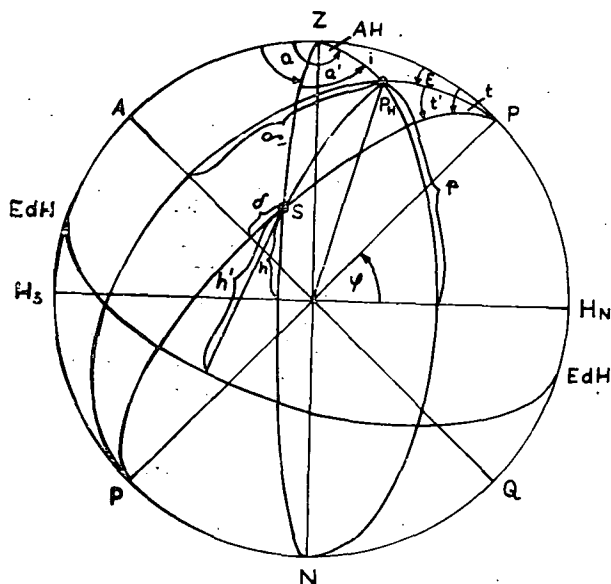


Abb. 5. Auf die Meridianebene orthographisch projiziertes Bild des horizontalen und des äquatorialen Koordinatensystems, sowie des Koordinatensystems der Hängeebene und der durch die Sonne laufenden, die Koordinaten der Sonne zeigenden Kreise. Vom Koordinatensystem der Hängeebene ist nur sein über dem Horizont liegender Pol dargestellt. — EdH = die Ebene des Hanges, P_H = der Pol des Hanges, AH = das Azimut des Hangpols, p = die Höhe des Hangpols über dem Horizont, i = der Neigungswinkel des Hanges, a' = die Differenz zwischen dem Azimut des Hangpols und dem Azimut der Sonne, δ' = die Deklination des Hangpols, ϵ = der Stundenwinkel des Hangpols, t' = die Differenz zwischen dem Stundenwinkel des Hangpols und dem Stundenwinkel der Sonne, h' = die Höhe der Sonne über der Hängeebene.

Aus dem sphärischen Dreieck $ZP_H P$ erhält man mit Anwendung des auf die Seiten bezüglichen Cosinus-Satzes:

$$\sin \delta' = \sin \varphi \sin p - \cos \varphi \cos p \cos AH$$

in welcher Formel AH = der Azimut des Hangpols.

Den Stundenwinkel des Hangpols ergibt mit Anwendung des Cosinus-Satzes die Formel

$$\cos \epsilon = \frac{\cos p - \sin \varphi \sin \delta'}{\cos \varphi \cos \delta'}$$

und mit Anwendung des Sinus-Satzes:

$$\sin \epsilon = \frac{\cos p \sin AH}{\cos \delta'}$$

In der Kenntnis von δ' und ϵ und aus dem Dreieck $P_H S P$ mit Anwendung des Cosinus-Satzes erhalten wir:

$$\sin h' = \sin \delta' \sin \delta + \cos \delta' \cos \delta \cos t'$$

in welcher $t' = t - \epsilon$ oder $= \epsilon - t$, d. h. also die Differenz des Stundenwinkels der Sonne und des Stundenwinkels des Hangpols.

Aus der obigen Gleichung folgt, dass die Hand-Kulmination zum Zeipt-

punkt $t' = 0^\circ$, d.i. $t = \epsilon$ stattfindet, die Sonne sich zum Zeitpunkt $t = \epsilon$ in der grössten Höhe über der Hangebene befindet, und ihre Höhe dann $90^\circ - \delta' + \delta$ ist. Der Hang-Sonnenaufgang und Untergang aber wird durch die Gleichung $\cos (180^\circ - t_0') = \operatorname{tg} \delta' \operatorname{tg} \delta$ ausgedrückt. In Abhängigkeit von der Lage des Hanges kann natürlich der Hang-Sonnenaufgang dem realen Sonnenaufgang zuvorkommen und in diesen Fällen ist der reale, wirkliche Sonnenaufgang zugleich auch der Hang-Sonnenaufgang, und der Hang-Sonnenuntergang kann später stattfinden als der wirkliche Sonnenuntergang und in diesem Fall ist der wirkliche Sonnenuntergang zugleich auch der Hang-Sonnenuntergang. Wenn aber die Hangpolsdeklinatation und die Sonnendeklinatation die Bedingung $\delta' + \delta \cong 90^\circ$ erfüllen, so wird der tägliche Sonnenbahn über der Hangebene cirkumpolar, wird aber eine tatsächliche Hang-Cirkumpolarität der Sonne nur unter Umständen einer gleichzeitig über dem Horizont sich ergebenden Cirkumpolarität erscheinen, d.h. wenn sich zugleich auch die Bedingung $\varphi + \delta \cong 90^\circ$ erfüllt ist. Wenn sich aber die Bedingung $\delta' - \delta \cong 90^\circ$ erfüllt wird, so wird der Sonnenbahn unter der Hangebene cirkumpolar, d.h. die Sonne erscheint über der Hangebene nicht, bleibt der Hang den ganzen Tag über im Selbstschatten.

Das polare Verfahren weist also im Gegensatz zum zenitalen Verfahren den Vorteil auf, dass mit dem polaren die Höhe und Zeitpunkt der Hangkulmination, sowie die Zeitpunkte des Hang-Sonnenaufganges und Unterganges bestimmt werden können. Der andere Vorteil dieses Verfahrens ist ihre ökonomischere Rechnungstechnik. Obwohl man bei Arbeiten, die auf die Sonnenbestrahlung der Hänge gerichtet sind, im allgemeinen auch die Angaben der Höhe über dem Horizont und des Azimuts der Sonne benötigt und diese mit dem polaren Verfahren nicht erhält, ist es doch zweckmässiger die polare Methode anzuwenden und die horizontalen Koordinate der Sonne separat auszurechnen, als das zenitale Verfahren anzuwenden.

Der rechnungstechnische Vorteil der polaren Methode kommt besonders darin zum Vorschein, dass die Gleichung

$$\sin h' = \sin \delta' \sin \delta + \cos \delta' \cos \delta \cos t'$$

der die Sonnenhöhe über dem Horizont ausdrückenden Gleichung ähnlich ebenfalls als $y = a + bx$ behandelt werden kann und so kann die während der Dauer eines Tages vor sich gehende Höhenänderung der Sonne im rechtwinkligen Koordinatensystem ebenfalls mit einer Geraden abgebildet werden. Hier gehört zur Abszisse $\cos 0^\circ = +1$ der Ordinatenwert $\sin (90^\circ - \delta' + \delta)$ oder $\cos (\delta' - \delta)$, zur Abszisse $\cos 180^\circ = -1$ aber der Ordinatenwert $\sin (90^\circ - \delta' - \delta)$ oder $\cos (\delta' + \delta)$.

Die Angaben der Sonnenhöhen für die Hangebene ohne Errechnungen hat L. TAKÁCS (1951) ein Nomogramm-Verfahren ausgearbeitet (6).

Das Verfahren beruht auf den stereographischen Projektionen des Himmelskugels auf die Horizontebene. Aus den angewandten Projektionen gehört die Projektion des Netzes des horizontalen Koordinatensystems in die Gruppe der normalen (mit anderer Benennung: polaren) Azimutalprojektionen, wogegen die Projektion der im äquatorialen Koordinatensystem abgebildeten Sonnenbahnen und die dritte Projektion, jene der Almukantaraten der Hangebene, in die Gruppe der schiefachsigen Azimutalprojektionen (mit anderen Benennung: der Horizontalprojektionen) gehört. Die Projektionen des horizontalen Koordinatensystems und jene der Sonnenbahnen werden mit gemeinsamer Kontur aufeinander hergestellt. Auf der Projektion der Sonnenbahnen muss

die Stelle der Sonne gegebener Deklination und Stundenwinkels ermittelt werden, und auf der Projektion des horizontalen Koordinatensystems kann die Höhe und das Azimut der Sonne abgelesen werden. Bei dem hier behandelten graphischen Verfahren der Bestimmung der Neigung der Sonnenstrahlen zum Hang sind die Werte der Höhe und des Azimuts eigentlich nicht unbedingt nötig, mithin auch die Almukantaraten nicht, dagegen wird aber die Azimuteinteilung des Horizontkreises benötigt. Die zwei Projektionsbilder gemeinsamer Kontur, ergeben auf eine gegebene geographische Breiten, aber *nur auf eine* geographische Breite bezüglich, und auf jeden beliebigen Zeitpunkt und Tag des Jahres die Lage der Sonne am Himmelskugel (sowie auch die Zeit und Lage des Sonnenaufganges und -unterganges). Die zum Verfahren nötige andere Zeichnung, die Projektion der Almukantaraten der Hangebene muss in mit den vorigen gleichem Massstabe auf Oleate verfertigt werden. Dieses ist das auf die Horizontebene stereographisch projizierte Bild der

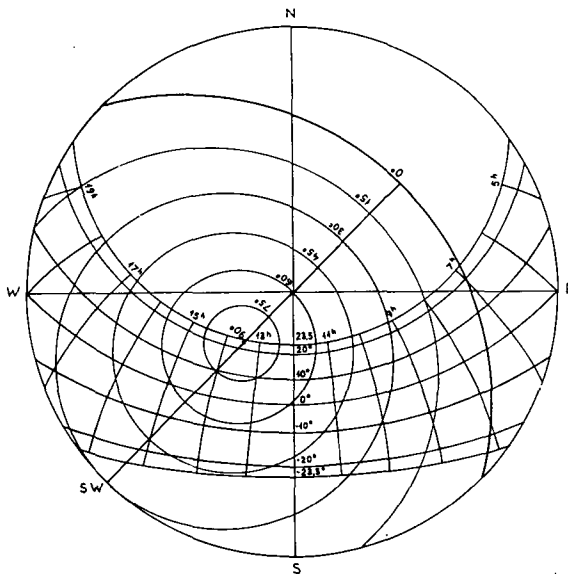


Abb. 6. Das Verfahren von L. Takács. Die Zeichnung enthält das von dem Nadir liegenden Augenpunkt aus auf die Horizontebene von einem unter der $47,5^\circ$ geographischer Breite liegenden Ort projiziertes Bild der täglichen Sonnenbahnen verschiedener Deklinationen und der zwischen den Sonnenbahnen liegenden Stücke von Stundenkreisen, sowie das in gleicher Weise projizierte Bild des Halbkreises von Hangebene mit 30° Neigungswinkel und mit einem nach SW exponierter Neigung, und der über dem Horizont liegenden Kreise, bzw. Teilbogen von den zur Hangebene parallel laufenden Kreisen, den sogenannten „Hang-Almukantaraten“. Wenn die durch die Deklination und den Stundenwinkel bestimmte Lage der Sonne zwischen den Sonnenbahnen und Stundenkreisen festgestellt wurde, so können wir ihr Lage auch zwischen den Hang-Almukantaraten feststellen, d. h. ihre Höhe über der Hangebene ablesen. Wenn die Zeichnung auch die Projektionsbilder von Almukantaraten über dem Horizont und auch die Bilder von Höhenkreisen enthält, so können auch die Sonnenhöhen über dem Horizont und die Azimuten abgelesen werden, wie ist es so in originaler Zeichnung von Takács.

Schnitt der Ebene eines Hanges mit der Himmelskugel — eines sphärischen Hauptkreises — und der mit ihm parallelen Kugelkreise (der Hang-Almukantaraten), sowie des Pols des Hanges und der den Neigungswinkel der Hangebene ergebenden, über den Hangpol durchgehenden Ebene. In Abhängigkeit davon, mit welchem Azimut das Projektionsbild des Hangpols über der Projektion des Horizonts eingestellt wird, kann sich die Projektion der Hang-Almukantaraten sich auf Hänge verschiedener Neigungsrichtung beziehen. Nachdem das Projektionsbild der Hang-Almukantarate nach der Neigungsrichtung des gegebenen Hanges eingestellt wurde [Abb. 6], muss festgestellt werden, wo sich der Punkt zwischen den Hang-Almukantaraten befindet, welcher auf der Grundkarte die Sonne bezeichnet. Die Lage dieses Punktes in Verhältnis zu den Hang-Almukantaraten ergibt die Höhe der Sonne über der Ebene des betreffenden Hanges, d.h., die Neigung der Sonnenstrahlen zum Hang. Die Ablesung kann mit einem 1° nicht erreichenden Fehler ausgeführt werden.

Der Vorteil dieses Verfahrens ist, dass es mit einer einmaligen Einstellung der zwei Projektionszeichnungen die Neigung der Sonnenstrahlen zum Hang auf eine gegebene geographische Breite und auf einen Hang, gegebenen Neigungswinkels und Neigungsrichtung bezogen, auf einen beliebigen Zeitpunkt eines beliebigen Tages ergibt. Weiters: wenn die Projektion der Almukantaraten der Hangebene auf einen Hang, bestimmten Neigungswinkels, einmal verfertigt wurde, dieses Bild alle Hänge von einer beliebigen Neigungsrichtung angewendet werden kann. Ein Nachteil des Verfahrens ist dagegen, dass die Grundkarte nur auf eine bestimmte geographische Breite, die Oleatenzeichnung aber nur auf einen Hang gegebenen Neigungswinkels bezogen verwendet werden kann. Ausserdem ist die Herstellung (im entsprechenden Massstabe der zu diesem Verfahren benützten Art der stereographischen Projektionen von schräger Achse), mit der Anwendung einfacherer Hilfsmittel ziemlich schwierig. Deshalb ist die Anwendung dieser Methode nur dann zweckdienlich, wenn man auf eine gegebene geographische Breite bezogen viele, und auf verschiedene Tage des Jahres, auf verschiedene Zeitpunkte bezogene Angaben benötigt. Wenn man bloss einige Angaben ermitteln will, kommt man auf rechnerischem Wege viel schneller zum Ziel (wobei man auch genauere Resultate erhält).

In der vorliegenden Arbeit möchten wir — ausser der Beschreibung der bisher angewendeten Methoden — bloss darauf hinweisen, dass zur Feststellung des Einfallswinkels den auf den Hang fallenden Sonnenstrahlen als Nomogramme nicht nur die auf die Horizontebene projizierten Koordinatennetze, sondern auch die auf die Meridianebene projizierten Koordinatennetze, die bereits oben behandelten transversalen Projektionen benützt werden können. Zum Beweis dieser Feststellung kann aus der Erwägung ausgegangen werden, wonach wenn die Neigung der auf eine horizontale Ebene fallenden Sonnenstrahlen von der Funktion

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t$$

bestimmt wird, und wir diesen Wert auch mit Hilfe der transversalen Projektionen ermitteln können, dann muss diese Methode auch zu der Bestimmung der Neigung der Sonnenstrahlen zu dem Hang geeignet sein.

Nach dem zenitalen Verfahren erhalten wir die höhe der Sonne über der Hangebene aus der Gleichung:

$$\sin h' = \sin p \sin h + \cos p \cos h \cos a'$$

Wenn wir unsere zwei Zeichnungen der transversalen Projektion — womit wir bereits auch die Neigung der auf die horizontale Ebene fallenden Sonnenstrahlen bestimmten, ihre Konturen miteinander in Abdekung gebracht, so einstellen, dass ihre Grundebenen und Anfangsmeridiane miteinander den Winkel des in Frage stehenden Hanges einschliessen, so können wir dies so auffassen, dass eine unserer Zeichnungen die Projektion des Koordinatennetzes des Horizonts, die andere aber die Projektion des Koordinatennetzes der Hangebene ist: *ihre gemeinsame Kontur aber jener Hauptkreis des Himmelsglobus ist, in dessen Ebene der Neigungswinkel des Hanges vorzufinden ist, d.h. also der über dem Hangpol durchgehende Höhenkreis.* Die gemeinsame Bildebene unserer transversalen Projektionen ist also in diesem Falle nicht die über dem Beobachtungsort durchgehende Ebene des Meridians, wie im Falle der Bestimmung der Koordinaten der Sonne bezüglich einer horizontalen Ebene, sondern eine Ebene die sowohl auf die Ebene des Horizonts, als auch auf die Ebene des Hanges gleicherweise vertikal ist, sie ist also die Ebene des durch den Hangpol gehenden Höhenkreises.

In den Koordinatensystemen des Horizonts und der Hangebene schliesst der durch die Sonne gehende Höhenkreis mit der Ebene des durch den Hangpol gehenden Höhenkreises den Winkel a' ein, welcher mit dem Winkel der Differenz des Azimuts des Hangpols und des Azimuts der Sonne gleich ist. *Der Winkel a' nimmt in der Gesamtheit der Koordinatensysteme des Horizonts und der Hangebene eine solche Lage ein, wie der Stundenwinkel in dem Ensemble der Koordinatensysteme des Horizonts und des Äquators* (Abb. 7). Wenn p gleich φ , h gleich δ und a' gleich t ist, dann ist $h' = h$. So fallen z.B. auf einen Hang gegebener Neigungsrichtung und mit einem Neigungswinkel von 20° die Strahlen der Sonne von einer Höhe von 40° über dem Horizont und von einem Azimut, welcher vom Azimut des Hangpols mit 60° abweicht, in einem solchen Winkel, welche Höhe über dem Horizont ein Himmelskörper auf dem Beobachtungsorte von 70° geographischer Breite, von einer Deklination von 40° und einem Stundenwinkel von 60° besitzt.

Im Besitze von zwei Entwürfen der orthographischen oder stereographischen Projektionen transversalen Types kann also die Neigung der Sonnenstrahlen zum Hang auf einen jeden beliebigen geographischen Breite liegenden

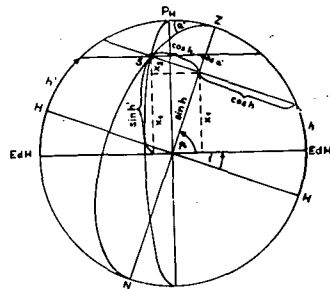


Abb. 7. Veranschaulichung der auf die Höhe der Sonne über der Hangebene bezogenen mit Hilfe des Cosinus-Satzes der sphärischen Trigonometrie abgeleiteten Formel

$$\sin h' = \sin p \sin h + \cos p \cos h \cos a'$$

auf dem auf die Ebene der Neigungsrichtung von Hang (die Ebene der durch den Hangpol gehenden Höhenkreises) orthographisch projiziertes Bild von sphärischen Koordinatensystemen des Horizonts und der Hangebene im Wege der Zusammenhängen von Geometrie in der Ebene. — Bezeichnungen wie in Abb. 5 und in vorigen Abbildungen. — $p = 70^\circ$, $i = 20^\circ$, $h = 40^\circ$, $a' = 60^\circ$.

Hang beliebigen Neigungswinkels und Neigungsrichtung, für einen beliebigen Zeitpunkt schnell bestimmt werden. Zu dieser Bestimmung müssen zuerst die Höhe der Sonne über dem Horizont, sowie der Azimut bestimmt werden. Wenn also die geographische Breite, die Sonnendeklination und der Stundenwinkel, sowie die Neigungsrichtung und der Neigungswinkel des Hanges gegeben sind, kann die Neigung der Sonnenstrahlen zum Hang mit der zweimaligen Einstellung der zwei Zeichnungen ermittelt werden. Die Genauigkeit der Ablesung ist zumindest eine solche, wie sie mit Hilfe der auf die Ebene des Horizonts projizierten Zeichnungen erreichbar ist.

Die mit dem Navicard erreichbare Genauigkeit ist auch bereits grösser als die in den auf dem Hang bezüglichen Angaben erreichbare Genauigkeit.

An Mangel der nötigen Projektionen kann fallweise die Neigung der Sonnenstrahlen zu dem Hang auch im Wege von Konstruktion festgestellt werden. An der Abbildung 8 ist ersichtlich, welche Neigung die Strahlen der Sonne (in der auf Abb. 4 ersichtlichen Lage) zu einem Hang vom Neigungswinkel 20° und Neigungsrichtung 315° (die Azimutgrade von der südlichen Richtung gerechnet), also nord-östlicher Exposition einnehmen. Die Abbildung 8 schliesst auch die entsprechenden Teile der Abbildung 4 in sich ein, und zeigt also, wie man zunächst die Höhe der Sonne über dem Horizont und sein Azimut, sodann aber mit weiterer Konstruktion seine Höhe über dem Hang feststellen kann.

Wenn bezüglich einer geographischen Breite und eines Hanges aus den verschiedenen Zeitpunkten des Jahres eine grössere Anzahl von Angaben benötigt ist, dann ist es zweckmässig das polare Verfahren anzuwenden, aber — wie Abb. 8 zeigt — auch mit der zenitalen Methode kann gearbeitet werden, wenn wir ausser den zwei transversalen Entwürfen auch ein drittes Projektionsbild (womöglich mit farbigen Linien) verfertigen. Bei diesem müssen aber nur ausser seine Kontur, bloss das Bild seines Anfangshöhenkreises, sowie seine Almukantaraten konstruiert werden. Der Konturkreis dieser dritten Zeichnung muss mit der gemeinsamen Kontur des aus den Projektionsbildern des horizontalen und äquatorialen Koordinatennetzes zusammengestellten Nomogrammes in Abdeckung gebracht werden, und muss das Bild der Hangebene zum Bild des Horizonts nach dem Neigungswinkel des in Rede stehenden Hanges eingestellt werden. Nachdem die Höhe und der Azimut der Sonne festgestellt wurden, können wir die Lage des Schnittpunkts des Almu-

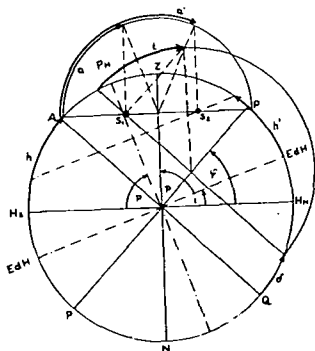


Abb. 8. Graphische Berechnung der horizontalen Koordinaten der Sonne aus ihren äquatorialen Koordinaten, und weitere Berechnung in Kenntnis der horizontalen Koordinaten der Sonnenhöhe über einer Hangebene gegebener Neigungsrichtung und Neigungswinkel im Wege des orthographischen Projizierens auf die Meridianebene bzw. auf die Ebene des durch den Hangpol laufenden Höhenkreises. Die Bildebene wird bei der Berechnung der horizontalen Koordinaten als die Meridianebene, und dann bei der Bestimmung der Sonnenhöhe über der Hangebene als die Ebene des Höhenkreises von Neigungsrichtung des Hanges betrachtet. S_1 = die Sonne im Horizontalkoordinatensystem, S_2 = die Sonne im Koordinatensystem der Hangebene. Weitere Bezeichnungen wie in vorigen Abbildungen.

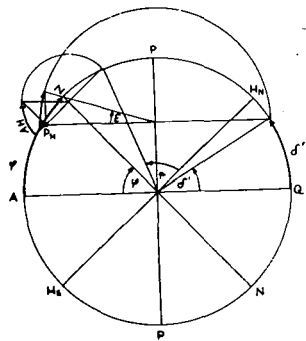
kantarats der Sonne und des Höhenkreises vom errechneten Azimut a' zwischen den Hang-Almukantaraten bewerten.

Nach der Ausführung des polaren Verfahrens müssen zuerst die Deklination und der Studienwinkel des Poles bestimmt werden. Bei der Bestimmung dieser Werte soll eine der Zeichnungen die Projektion des äquatorialen Koordinatennetzes, die andere aber dieselbe des horizontalen Netzes darstellen. Die Zeichnungen müssen mit gleichen Konturen in solcher Weise übereinander gelegt werden, dass das Projektionsbild der Achse des horizontalen Koordinatennetzes den Winkel der fraglichen geographischen Breite mit dem Bild der Projektion des Äquators einschliesst, wie geschieht es bei der Bestimmung der horizontalen Koordinaten der Sonne. Da wird die Lage des Hangpols nach seiner Höhe über dem Horizont und seinem Azimut im Projektionsbild des horizontalen Koordinatennetzes festgestellt [Abb. 9], und dann können wir die Deklination und den Studienwinkel des Hangpols (δ' und ε) auf dem Entwurf des äquatorialen Koordinatennetzes ablesen. In Kenntnis des Werts ε wird t' nach dem Zusammenhang $t' = t - \varepsilon$ (bzw. $t' = \varepsilon - t$) bestimmt.

Nachdem t' und δ' gekannt sind, wird eine der Zeichnungen auch weiter als ein Projektionsbild des äquatorialen Koordinatennetzes betrachtet, die andere aber ein solches der Hangebene dargestellt. Die zwei Zeichnungen müssen mit gleichen Konturen zueinander so eingestellt werden, dass das Bild der Weltachse und das der Hangebene miteinander den Winkel δ' einschliessen. Die gemeinsame Kontur der zwei Projektionsbilder ist als der über den Hangpol durchgehende Stundenkreis erachtet (von dem der Winkel t' gemessen wird). Die Lage der Sonne auf dem Bild des äquatorialen Koordinatennetzes wird nach den Koordinaten t' und δ (Sonnendeklination!) festgestellt und die Höhe der Sonne über der Hangebene (h') auf dem Projektionsbild des Koordinatennetzes der Hangebene abgelesen [Abb. 10].

Da δ' eine konstante Grösse ist, und die Werte von t' und t von-

Abb. 9. Erste Stufe des nomographischen Verfahrens zur Berechnung der Sonnenhöhe über der Hangebene ohne der Verwendung der Angaben von Sonnenhöhe überm Horizont und Azimut. Diese Stufe enthält die Bestimmung der Deklination und des Stundenwinkels des Hangpols (δ' und ϵ). — In der Zeichnung des Horizontalkoordinatensystems wird die Lage des Hangpols nach seiner Höhe über dem Horizont und seinem Azimut festgestellt, und dann werden δ' und ϵ auf dem Bild des äquatorialen Koordinatensystems abgelesen können. Auf der Abbildung sind auch die Lage des Hangpols ausdrückenden Konstruktionlinien dargestellt, es fehlen dagegen die Projektionsbilder der Koordinatennetze, wie auch in den anderen Abbildungen. Da die Böschungswinkel in der Natur im allgemeinen klein sind, liegen die Hangpolhöhen überm Horizont gross, liegt der Hangpol transversalen Azimutalprojektion in einer solchen Nähe der Horizontalebene, dass die Projektion in der Abbildung erschwert. Deshalb zweckmässiger ist zum Nomographieren anzuwenden. In vorliegenden Abbildungen ist die obere Projektion der besseren Veranschaulichung halber angewandt. — Die E



die Böschungswinkel in der Natur im allgemeinen klein, und dementsprechend die Hangpolhöhen überm Horizont gross sind, liegt der Hangpol in einer orthographischen transversalen Azimutalprojektion in einer solchen Nähe der Kontur, das die genaue Bestimmung erschwert. Deshalb zweckmässiger ist zum Nomogramm die stereographische Projektionen anzuwenden. In vorliegenden Abbildungen ist die orthographische Projizierung nur der besseren Veranschaulichung halber angewandt. — Die Bezeichnungen wie in den vorigen Abbildungen.

LITERATUR

1. SCHÜTTE, K.: Ein einfaches graphisches Verfahren zur Bestimmung von Höhe und der Azimut der Sonne. — Meteorol. Z. (Braunschweig) 48, 314—319, 1931.
2. ÉRDI-KRAUSZ, GY.: „Navicard” Csillagászati és navigációs számítótábla. (Eine Rechentafel für Astronomie und Navigation.) — TIT Uránia Ismeretterjesztő Eszközökét Előállító és Terjesztő Intézet, Budapest.
3. LÓSKAY, M.: A Nap és a csillagok járása a Föld tetszőleges helyén. (Gang der Sonne und der Gestirne für beliebigen Ort der Erde.) — Magyar Földrajzi Intézet, Budapest 1905.
4. SCHÜTTE, K.: Die Berechnung der Sonnenhöhen für beliebig geneigte Ebenen. — Ann. d. Hydr. 71, 325—328, 1943.
5. GLOYNE, R. W.: A method for calculating the angle of incidence of the direct beam of the sun on a plane surface of any slope and aspect. — Agr. Meteorol. 2, 401—410, 1965.
6. TAKÁCS, L.: A napsugár hajlásának grafikus meghatározása bármely időpontban. (Eine graphische Bestimmung der Neigung der Sonnenstrahlen für beliebigen Zeitpunkt.) — Az Országos Meteorológiai Intézet hivatalos kiadványai, XIV. kötet, 198—220, Budapest 1951.

DER EINFLUSS DES NIVEAUUNTERSCHIEDES UND DER EXPOSITION AUF DIE LUFTTEMPERATUR IN EINER DOLINE IM BÜKK-GEBIRGE

von ILGNA BÁRÁNY

Summary: (*The influence of the difference of levels and aspect on air temperature at a dolina in the Bükk mountains*) The Climatological Institut of the József Attila University of Szeged carried out microclimatological investigations at an altitude of 750 m in the Hungarian B ü k k mountains in the summer of 1961.

The study deals with the air temperatures of the dolina bottom and at the edge of the dolina is approximately the same; there are however greater differences between their maxima and minima. The differences in the air temperatures of the two areas are due the different environmental effects and different levels.

The observing stations were located at 3 meter differences of level from the bottom of the dolina upward. There was essential difference between the air temperatures of the N- and S-exposed slopes and this difference grew with the height of the levels.

Zusammenfassung: Das Klimatologische Institut der József Attila Universität von Szeged hat im ungarischen B ü k k - G e b i r g e im Sommer 1961 in 750 m Höhe über dem Meeresspiegel Mikroklimauntersuchungen ausgeführt.

Die Bearbeitung befasst sich mit der Lufttemperatur des Dolinengrundes und des um 20 m höher liegenden Dolinenrandes, sowie der Hänge mit N- und S-Exposition.

Die tägliche Amplitude der Lufttemperatur des Dolinengrundes und des Dolinenrandes ist beinahe gleich; dagegen zeigen sich grössere Abweichungen zwischen den Maxima und Minima. Die Unterschiede in der Lufttemperatur der beiden Terrains sind den verschiedenartigen Umgebungswirkungen und den Niveauunterschieden zuzuschreiben.

Die Messungsstationen waren mit 3 m Niveauunterschieden vom Dolinengrund aufwärts an den Seiten der Doline aufgestellt. Es gab einen wesentlichen Unterschied zwischen den Lufttemperaturen der nördlich und südlich exponierten Hänge, und dieser Unterschied wuchs mit zunehmender Niveauhöhe.

Einheimische und ausländische Forscher haben sich mit der Untersuchung der klimatischen Eigenschaften der Dolinen beschäftigt.

W. SCHMIDT, als er die Ursache der Anhäufung der Kaltluft in den Vertiefungen untersuchte, fand die bisher tiefste Temperatur in Mitteleuropa — 52,6 °C in der Doline Gstettneralm in Niederösterreich.

Das Klima dieser Doline lernt man auch in der 1953 erschienen Arbeit von F. SAUBERER und DIRMHORN kennen. R. GEIGER und G. FRITZSCHE untersuchten im Frühling und im Sommer 1939 die Temperaturverhältnisse eines von Frostscha den gelittenen Föhrenbestand in einer Vertiefung. Sie beobachteten, dass die Luft die in der Nacht dichter und schwerer wird in die Vertiefungen hinabfließt und sich dort anhäuft. Die angehäuften Kaltluft wurde verschiedenerweise genannt, z. B. Kaltluftsee, Kälteinsel, Frostloch,

Frostmulde usw. In der Literatur findet sich die Bezeichnung Kaltluftsee am häufigsten. M. REICHER hat auch die Geschwindigkeit des Hinabsickerns der Luft ausgerechnet; dieser Wert war unter 1 m sec^{-1} (GEIGER, 1961).

Auch nach H. M. BOLZ ist für den nächtlichen Temperaturgang der sog. Flachmulde das Hinabsickern der Kaltluft verantwortlich (GEIGER, 1961).

In unserem Lande stellten N. BACSÓ und B. ZÓLYOMI zum ersten Male (9—22. Aug. 1934) Mikroklimauntersuchungen in einer Doline der B ü k k - Hochebene an.

Das Mikroklimatologische Institut der Szegeder József Attila Universität stellt unter der Leitung von R. WAGNER seit 1953 jeden Sommer Mikroklimauntersuchungen in der B ü k k - H o c h e b e n e an. Der Zweck der jeweiligen Untersuchungen ist, das Mikroklima der mit natürlicher Pflanzendecke bedeckten Terrains und der Dolinen kennenzulernen. R. WAGNER schenkt besondere Aufmerksamkeit den Umständen unter denen die Kaltluftseen und der fluktuierende Dolinennebel zustande kommen. (WAGNER, 1954, 1960).

J. FUTÓ führte in 1961 Messungen in einer Doline des B ü k k aus; seine Untersuchungen umfassten den Temperaturgang, die Luftfeuchtigkeit, die Verdunstung und den Wind (FUTÓ, 1962).

Zu diesen Untersuchungen können die Untersuchungen von G. ENDRÓDI auf der Halbinsel T i h a n y gerechnet werden; diese beziehen sich auf die Umstände der Entstehung von Kaltluftseen (ENDRÓDI, 1961. a, b).

Die Exposition der Dolinen in unserem Lande wurde von R. WAGNER untersucht. (WAGNER, 1964).

Meine gegenwärtige Arbeit, die die Expositionen betreffenden bisherigen Feststellungen zu erweitern sucht in Bezug auf die N - und S - Expositionen.

In meiner Arbeit führe ich die Lufttemperatur des Dolinengrund und des Dolinenrandes und die N - und S - Exposition der Doline in K u r t a b é r c auf Grund von Messungen zwischen Juli 27—Aug. 25. 1961 auf.

Die Dolinen des B ü k k - G e b i r g e s sind im allgemeinen nicht symmetrisch; der W - Hang ist steiler als der E - Hang, doch ist der Unterschied zwischen der Inklination des N - Hanges und der des S - Hanges ist nicht gross. Determinierender Faktor in der Gestaltung der Dolinen ist, das durch Verkarstung verursachte Einsinken. Die Gestaltung der mikromorphologischen Formation wird aber auch vom Mikroklima der verschiedenen Expositionen beeinflusst, z. B. ist die grossetägliche Temperaturschwankung ein Faktor der Dolinengestaltung. Wichtige Faktoren sind noch die eigenartige Zirkulation der Luft, die Taubildung und der Niederschlag. Im Winter kann die verschiedene Beschattung der Hänge bedeutende Unterschiede verursachen (WAGNER, 1964).

Neben der Entdeckung der Ursachen der morphologischen Formveränderung ist noch die Erkennung der klimatologischen Bedingungen der Beforsung vom praktischen Gesichtspunkt wichtig.

K u r t a b é r c liegt in der B ü k k - H o c h e b e n e SW von L i l l a f ü r e d im L u s t a v ö l g y in der östlichen Fortsetzung von H o s s z ú - b é r c und K ö z é p b é r c in 750 m Seehöhe.

Wir müssen die naturgeographischen Faktoren des Gebietes, die mit dem Klima in Wechselwirkung stehen und welche in Zusammenwirkung das eigentümliche Mikroklima zustande bringen erkennen.

Die naturgeographischen Verhältnisse der Bükk-Hochebene

Die älteste geologische Formation dieses Gebirges ist der karbon Tonschiefer und Sandstein und perm Schiefergestein und Bitumenkalkstein. Den grössten Teil des Gebirges bilden trias Formationen: weisser und roter sandiger Kalkstein, weisslich grauer und grauer Kalkstein.

In der Kreide ist die Sedimentgesamtheit zerknittert dann im Oligozän sind die Schichten schuppig (BALOGH, 1964). Das Gebirge wurde Festland im Miozän und dann begann die Bildung des Rumpfgebirges. Die Bildung des Rumpfgebirges ist nach der Meinung von B. BULLA die Folge der oberflächlichen arealen Denudation (BULLA, 1962). Den heutigen Charakter der Bergstruktur hat eine südlich gerichtete Bewegung gegeben. Im weiteren wurde die Verkarstung der gemässigten Zone der wichtigste oberflächengestaltende Faktor. Das Gebirge ist sehr reich an Karstformen; die wichtigsten darunter sind die Karstwiesen, Dolinen, Wasserschlinger und Höhlen (LEÉL-ÖSSY, 1954).

Man kennt zwei Dolinentypen:

1. eingesunkene Doline: sie entsteht durch das Einsinken der Oberfläche, darunter gibt es keinen Höhlengang
2. eingestürzte Doline: sie entsteht durch das Einstürzen von Höhlengängen, darunter gibt es Gangüberreste.

Die Dolinen befinden sich auf der Grossen und Kleinen Hochebene in Gruppen, in uvalamässigen Vertiefungen oder longitudinalen Mulden.

Die Böden des Gebirges sind Rendzina-Böden und Rotlehm. Typischen Rendzina-Böden Abschnitt hat. P. STEFANOVICS (STEFANOVICS, 1963) nachgewiesen. Der Rotlehm ist der Begleiter des Kalksteins (Zusammensetzung: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3), er versichert günstigere Standort als die Rendzina-Böden.

N. BACSÓ und B. ZÓLYOMI haben in den Dolinen von Nagymező über dem Rotlehm stark ausgelaugten fahlgelblichen Lehm gefunden, der von lockerem, leichtem Sauerhumus bedeckt war. Die Humusschicht ist von Wurzeln durchwoben, sie ist sehr schlechter Wärmeleiter, (BACSÓ und ZÓLYOMI, 1934). Nach A. PALÁSTI gibt es auf dem S-Hang in der Doline von Kurtabérc keine bedeutende Bodendecke. Auf dem N- bzw. NW-Hang tritt auch das Grundgestein an die Oberfläche hervor.

Die Vegetation der Bükk-Hochebene besteht in den höheren Regionen aus Bergbuchenwäldern (*Aconito-Fagetum*), Berg- und *Eriophorion latifolii*, *Nardetum*, und *Magnocaricion Associations-Fragment*. Die Vegetation in den Dolinen weist Inversionszonation auf (SOÓ, 1964). Eine ähnliche Vegetationsinversion hat GEIGER aus der Gstettneralm-Doline und J. HORVÁTH aus jugoslawischen Karstdolinen demonstriert (GEIGER, 1961).

Die untersuchte Doline ist nicht waldig. Ihre Vegetation besteht aus Nardetumassoziation, deren wichtigster Bestandteil *Nardus stricta* ist. Diese Pflanze bedeckt den Grund dicht, ihre Morphologie begünstigt das Zustandekommen von extremen Mikroklima. Auf dem N-Hang findet man 4—5 jährige gepflanzte Fichtensetzlinge mit hoher Grasvegetation; auf dem NE-Hang befinden sich 13—15jährige Fichtenbäume, auf dem S-Hang ist

die Verteilung der Setzlinge ungleichmässig. In den niedrigeren Niveaus der Doline zeigen die Fichtensetzlinge die Spuren von Frostschäden. Auf dem S-Hang und in der kleinen Doline im tiefsten Niveau kann auch die moosige Variation der Bergwiese (*Festuca ovinae*) gefunden werden.

Das Klima

Nach der Einteilung von J. KAKAS gehört dieses Gebiet zum feuchten kühlen Klimabezirk mit kaltem Winter.

Während des Jahres ist 55% des Himmels bewölkt, die jährliche der trüben Tage ist 100, die der heiteren Tage 70. Im August ist 40% des Himmels bedeckt, im Dezember aber kann dieser Wert auch 65% betragen. Die jährliche Niederschlagssumme ist 750—800 mm, die Periode mit dem meisten Niederschlag ist Mai und Juni (90 bzw. 100 mm), der wenigste Niederschlag fällt im Januar und Februar (35 bzw. 40 mm). (Magyarország éghajlati atlasza, 1960).

Im Vergleich zu seiner Höhe ist dies ein trockenes Gebiet unter der Wirkung des föhnartigen Nordwindes. Der jährliche Durchschnittswert des Dampfdruckes ist 27 mm. Der Dampfgehalt weist vormittagliches Maximum auf infolge der starken Erwärmung. Die Dampfmasse wird von der Konvektion in die Höhe gehoben und dies führt meist zur Bildung von Cu-Wolken. Dieser Prozess geht auf dem S-Hang am raschesten vor sich.

Infolge der grossen mittleren Höhe ist der Grad der Kontinentalität gering, die jährliche Schwankung der monatlichen Mitteltemperaturen ist 20 °C. Die jährliche Mitteltemperatur ist 7,5 °C. Im Sommer ist es das kühlsste, aber im Winter nicht das kälteste Gebiet des Landes. Die niedrigste Mitteltemperatur ist im Januar —4 °C. Die Dauer der Kälte ist länger als in den anderen Teilen des Landes. Die Dicke der Schneedecke übertrifft die der Tiefebene, im Mittel 8—9 cm, maximal aber auch 75 cm (KÉRI, 1952).

Die Temperatur ist im Juni am höchsten (mittlere Temperatur 17 °C). Der Unterschied zwischen den Temperaturen verschiedener Höhen ist gross im Winter, kleiner im Sommer. Das Graphikon der Reihe von Angaben, die an vier wichtigeren meteorologischen Stationen im Bükk-Gebirge gemessen wurden, zeigt gut die niederschlagsvermehrnde und mitteltemperaturerniedrigende Wirkung des Reliefs (Abb. 1).

Die NW — Richtung hat die grösste jährliche Häufigkeit (19%), häufig sind noch der N — Wind (14%) und der W — Wind (11%). Die Windrichtung wird auch durch die orographischen Verhältnisse ständig modifiziert.

Der jährliche Betrag der Sonnenstrahlungsdauer ist 1850—1900 Stunden (BACSÓ, 1959).

Die Strahlungsverhältnisse sind zusammengesetzt, im Winter kann Inversion demonstriert werden, das Gebirge erhält mehr Bestrahlung als die Tiefebene. Die Zahl der Tage die den Schwellenwert erreichen oder in einer Richtung übertreffen gibt noch wichtigere Information über das Klima des Bükk-Gebirges als die Mittelwerte. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel nimmt die Zahl der Sommer-, Hitze- und heisser Tage ab. Im Winter aber ist die Zahl der rauhen Tage am grössten im Talkessel von Lillafüred, weil sich die Kaltluft hier aufhäuft. Nebelbildung ist auch häufig. In

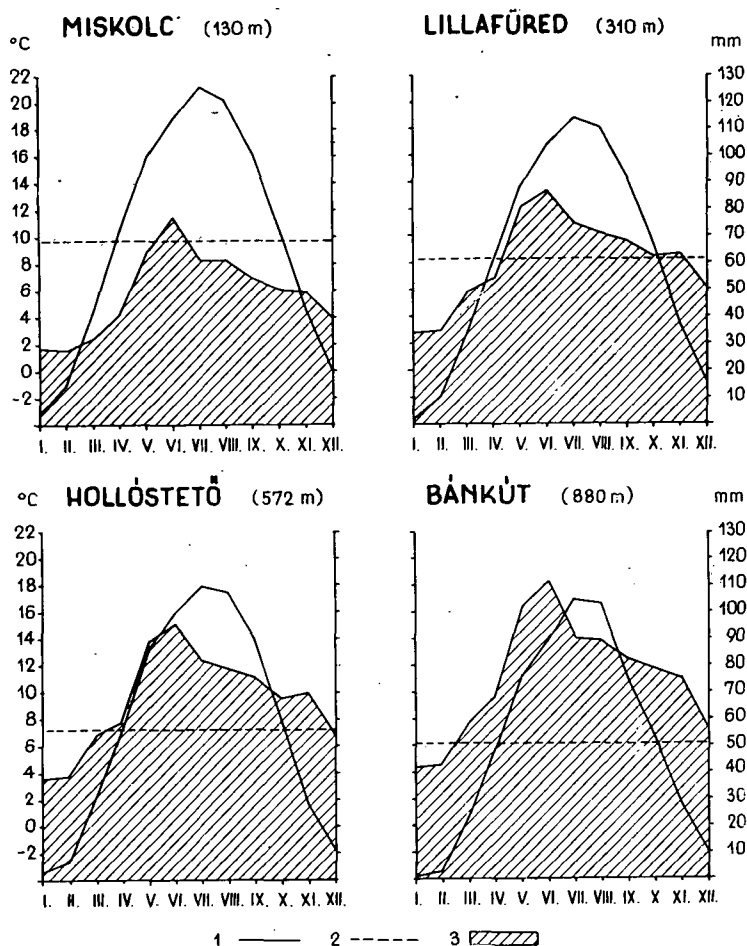


Abb. 1. Der jährliche Gang der Temperatur und des Niederschlags an vier Klimastationen
 1 = monatliche Mitteltemperatur; 2 = jährliche Mitteltemperatur; 3 = monatliche Mittelwerte des Niederschlags.

Bánkút dagegen ist die Bewölkung geringer, die Einstrahlung intensiver (SZABÓ, 1959).

GEIGER und KÖPPEN haben das Gebiet in das Makroklima des Buchenwaldes eingereiht. Sein Mesoklima wird nach WAGNER durch das Zusammenwirken des Bergklimas und des Hochtal-Lokalklimas gestaltet. (WAGNER, 1955). Die orographischen und morphologischen Verhältnisse, die verschiedenen Substrate und die verschiedenen Strahlungswirkungen bringen selbständige Mikroklimaräume zustande.

Messungsmethoden und Instrumente

Die Nivellierung der Doline von Kurtabérc wurde 1960 von den Mitarbeitern des Klimatologischen Instituts der József Attila Universität ausgeführt. Vom 0 — Punkt des Dolinengrundes ausgehend haben sie die Niveaulinienkarte der Doline mit 1 m Niveauunterschieden gezeichnet (Abb. 2). Dies Stationen wurden dort aufgestellt wo die Isohypsen von den in Haupt- und Nebenweltrichtungen zeigenden Spurlinien geschnitten wurden.

Die Messungen wurden mit den folgenden Instrumenten ausgeführt: Widerstandsthermometer, Assmanscher Aspirationspsychrometer, Schalenanemometer, Windrichtungsmesser.

Die Thermometer wurden auf dem Hang mit 3 m Niveauunterschieden 10 und 300 cm hoch über dem Bodenso aufgestellt, dass die Thermometer in 300 cm im gleichen Niveau waren mit dem Thermometer in 10 cm der Station auf der nächsten Isohypse.

Am Dolinengrund stellten wird die Thermometer 10, 100, 200, 300, 400 und 500 cm über dem Boden auf.

Mit den Psychometern, den Windrichtungsmessern und Windgeschwindigkeitsmessern massen wir am Dolinengrund, bei der 6 m Isohypse und am Rande der Doline (dem Dolinenrand, der übrigens am Fuss des Lusta-Tales gelegen ist).

Mit den Thermometern und Windgeschwindigkeitsmessern führten wir jede 15 Minuten Messungen aus. Die Häufigkeit der Messungen und die sich anknüpfenden visuellen Beobachtungen waren gemeint den Mangel an registrierenden Instrumenten zu ersetzen. Ablesen der Psychrometer und der Bodenthermometer geschah stundenweise.

Wir haben auch in einer Klimahütte gemessen, wo der Thermograph und der Hygrogroph angebracht waren.

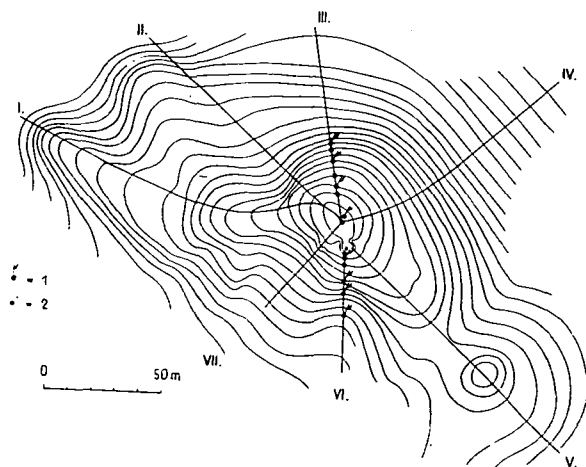


Abb. 2. Kartenskizze mit Isohypsen der untersuchten Doline, Spurlinien I—VIII.
1 = Thermometerstation; 2 = Radiationsthermometer; 3 = angebrachte Klimastation

Ausserdem diente in der Doline ein Hellmanscher Ombrometer und ein Campbell-Stockessche Sonnenscheindauermesser der Beobachtung. An den Seiten der Doline massen wir mit 2 m Niveauunterschieden sowie in der kleinen Doline (0 Punkt) das Radiationsminimum.

An der Klimastation stellten wir Messungen zu Terminzeitpunkten (7^h, 14^h, 21^h) an.

Die Wetterverhältnisse in der Untersuchungsperiode

Die richtige Analyse der makrosynoptischen Eigenschaften erfordert, dass wir die Wetterveränderungen der Beobachtungsperiode in ihren Vorgängen übersehen. Die Bedingung der Mikroklimauntersuchung ist das heitere und nach möglichst windstille Wetter. Von diesem Gesichtspunkt aus schien die Periode 6., 7., 8., 9. und 10 August zur Untersuchung am geeignetsten.

Am 4. August 1961 eroberte ein Hochdruckrücken einen Teil des Landes, aber er dehnte sich auf das Gebiet des B ü k k — G e b i r g e s noch nicht aus; die Bewölkung war 80—90%.

Am 5. im östlichen Teil des Landes nahm eine Abgleitungsoberfläche Platz mit weit ausgedehnter absteigender Luftbewegung und Wolkenauflösung. Im Gebiet der B ü k k — G e b i r g e s verminderte sich nachmittags die Bewölkung.

Am 6. wurde das Zentrum des Hochdruckrückens in unser Land verlegt, das Wetter war antizyklonal. Die Bewölkung im untersuchten Gebiet vermehrte sich nur in den Mittagsstunden infolge der lokalen Konvektion. Es gab Wind von 7^h30^m bis 17^h30^m. Die grösste Windstärke (10,8 km/Stunde) wurde um 11^h beobachtet.

Am 7. war das Temperaturmaximum höher. Die Bewölkung bildete sich auch an diesem Tag nur in den Mittagsstunden, die Windgeschwindigkeit war maximal 17,7 km/Stunde um 13^h.

Im Frühmorgen des 8. stieg die Temperatur im B ü k k um 3—4 °C unter der Wirkung der nassen Advektion. Die Bewölkung war 50%-ig und der zyklonalen Wetterlage entsprechender Tiefdruck wurde vorherrschend. Die Windgeschwindigkeit nahm ab.

Am 9. beherrschte wieder ein Hochdruckrücken den Luftraum des Landes, aber im B ü k k vermehrte sich die Konvektionsbewölkung. Es regnete auf K u r t a b é r c von 11^h30^m bis 11^h40^m sowie von 12^h25^m bis 12^h40^m.

Wenn die Bewölkung im August untersucht findet man, dass sich Bewölkung unter dem Einfluss der Konvektion in den Mittags- und Frühnachmittagsstunden vermehrt, und das Minimum in den Nachtstunden zu beobachten ist (Tabelle 1.). Das beweisen auch die Stundenmittel der Bewölkung von 27 Tagen (Abb. 3.)

Die Eigenschaften also, die das Mikroklima verändern können (Bewölkung, Niederschlag, Wind) gestalteten sich günstig in der Beobachtungsperiode und so gab es eine Gelegenheit für eine ausführlichere Untersuchung der Eigenschaften.

Tabelle I.

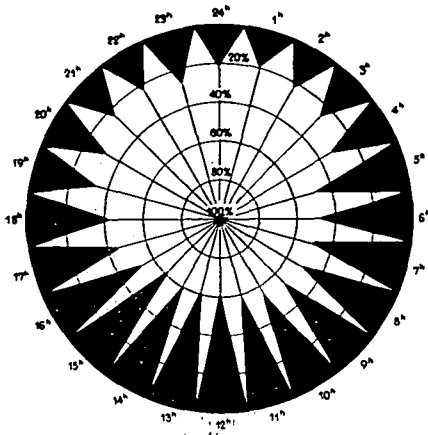
Die stündliche mittlere Bewölkung über

Stunden Tage	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
VII. 29.	30	30	40	40	40	50	50	50	90	90	100	100
30.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
31.	100	100	90	90	90	90	100	100	100	100	100	90
VIII. 1.	40	50	50	20	90	100	60	80	50	70	80	40
2.	0	0	0	0	0	10	10	10	10	40	50	80
3.	0	0	0	10	80	70	70	70	90	80	80	90
4.	10	0	10	50	30	30	30	30	70	30	30	30
5.	60	60	60	20	70	20	10	30	40	50	50	30
6.	0	0	0	0	0	0	0	0	10	10	20	20
7.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	10
8.	0	0	0	30	40	40	20	30	30	10	0	10
9.	0	0	0	0	0	0	0	10	20	30	60	80
10.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	40	60
11.	0	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0
12.	0	0	0	0	70	50	90	70	80	60	40	20
13.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
14.	0	0	0	0	0	0	10	10	30	10	30	60
15.	0	0	0	20	40	10	0	10	40	40	20	10
16.	0	20	40	50	40	80	100	100	100	100	100	100
17.	0	10	20	100	100	100	100	100	100	100	100	100
18.	0	0	50	100	100	90	70	60	60	100	90	90
19.	0	0	0	0	10	10	20	20	30	30	40	50
20.	40	50	50	80	80	90	100	100	100	100	100	70
21.	0	0	0	0	70	60	60	30	40	40	50	50
22.	0	0	0	0	0	40	80	50	70	80	60	70
23.	10	80	80	100	100	100	100	70	70	50	60	60
24.	10	0	0	0	40	40	80	100	10	40	50	90
K ₀	19	22	26	33	48	48	50	50	53	55	59	61

Kurztabelle vom 29. 7. 1961 bis 25. 8. 1961 (in %)

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Kv
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	80
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
100	100	60	60	10	10	20	0	10	10	30	67	10
80	60	60	40	40	50	10	0	0	0	0	0	45
80	80	70	90	90	7	20	0	0	0	0	0	31
80	90	100	80	80	90	50	80	30	0	30	10	57
70	70	70	60	30	40	40	80	40	0	10	0	37
20	20	20	20	10	0	0	0	0	0	0	0	24
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	03
40	30	20	20	20	0	0	0	0	0	0	0	06
20	10	20	10	10	0	0	0	0	0	0	0	12
30	10	10	10	10	0	0	0	0	0	0	0	11
60	60	40	30	20	0	0	0	0	0	0	0	14
0	10	30	30	0	0	0	30	0	0	0	0	05
40	60	70	60	60	50	40	0	0	20	60	80	43
100	90	100	90	100	100	100	100	10	0	0	0	83
60	80	70	50	70	100	60	0	0	0	0	0	27
50	60	70	70	90	40	0	30	20	100	60	35	60
100	100	100	100	100	100	100	100	30	30	0	0	70
100	100	100	70	90	90	90	90	80	100	90	0	80
70	60	70	20	20	10	10	0	0	0	0	0	45
50	50	50	40	30	30	20	20	20	30	30	30	30
90	90	90	70	30	20	20	60	70	40	0	0	64
90	60	70	50	50	60	0	0	0	0	0	0	32
60	80	70	90	40	20	0	10	0	10	90	60	41
50	40	60	20	0	10	30	30	90	100	40	10	57
40	10	20	70	10	70	80	50	40	70	80	100	46
61	60	61	53	46	43	34	32	24	23	27	21	

Abb. 3. Stundenmittel der Bewölkung,
August 1961.



Die Lufttemperatur am Grund und am Rand der Doline

Der von Hängen umgebene Dolinengrund ist ein windgeschütztes Terrain. Seine Lufttemperatur unterscheidet sich von der Lufttemperatur des Dolinenrandes.

Ein bedeutender Unterschied zeigt sich schon in den frühen Morgenstunden (zwischen 5 und 6^h) (Tabelle II.), besonders in der Nähe des Substrates. In einer Stunde stieg die Temperatur um 11,3 °C am Dolinenrand; zur gleichen Zeit betrug die Erwärmung am Dolinengrund nur 4°C. In 300 cm über dem Boden ist der Unterschied kleiner, aber es war auch hier der Dolinenrand, der sich mehr erwärmte. Die Erklärung dafür ist, dass wenn der Dolinengrund wegen Selbstschatten noch keine Einstrahlung bekommen kann, erhält der Dolinenrand schon direkte Strahlung. Ein bedeutender Faktor in der langsameren Erwärmung des Dolinengrundes ist noch die Anwesenheit des Kaltluftsees.

Die vormittägliche Erwärmung ist am Dolinengrund am stärksten (Siehe Abb. 4). In der Nähe des Substrates am Rand der Doline ist das Maximum grösser (siehe Tabelle III.), aber ferner vom Boden ist der Maximumwert grösser am Dolinengrund, weil sich das Mass der Erwärmung unter dem Einfluss des W — Windes (um 11^h 10,8 km/Stunde) verringert.

Die Temperatursenkung, die zwischen 11 und 12^h erfolgte war eine Folge der Wolkenbildung bis zu 10—20%. Infolge der Konvektionsströmung bildeten sich hauptsächlich Cu-Wolken.

Nachmittags gerät der Dolinengrund bald in Selbstschatten, während der Dolinenrand bis Sonnenuntergang Strahlung erhält.

Die intensive Abkühlung beginnt zuerst nahe dem Boden. Zwischen 17 und 18^h ist die Geschwindigkeit der Abkühlung am Dolinengrund 9,2 °C/h, am Dolinenrand nur 3,6 °C/h. In 300 cm über dem Boden ist die Temperatursenkung minder (5,9 bzw. 1,4 °C). Die stärkere Abkühlung des Dolinengrundes lässt sich durch die Bildung eines Kaltluftsees erklären, da die Kaltluft von den höheren Niveaus her hinabsickert und den Luftraum der Doline erfüllt. Nach 20^h wird die Temperatursenkung durch Taubildung ermässigt.

Die Minima am Dolinengrund sind tiefer; der Unterschied der Radiationsminima unmittelbar über dem Boden betrug $1,7^{\circ}\text{C}$.

Die Amplitude der Lufttemperatur ist am grössten am Dolinengrund. Es ist interessant, dass der Unterschied der Amplituden in Bodennähe der Beiden Oberflächen nur $0,3^{\circ}\text{C}$ ist. Zwar ist die Abkühlung am Dolinengrund stärker als am Rande der Doline; ist der Wert der Amplituden beinahe der gleiche, weil die Erwärmung im Gegensatz am Rand stärker ist.

In 300 cm Höhe ist der Unterschied der Amplituden $9,2^{\circ}\text{C}$. Ein so grosser Unterschied ergibt sich weil Dolinengrund vor Wind geschützt ist, aber am Dolinenrand kommen die äusseren Wirkungen stark zur Geltung.

Am 7. ist das Maximum höher, weil die vormittägliche Einstrahlung ungestört war. Die Konvektionsbewölkung vermehrte sich nach dem Eintritt des Maximums bis auf 30–40%. Die Temperatursenkung wurde auch vom W - Wind begünstigt der sich um 13^h mit einer Geschwindigkeit von 17,7 km/Stunde erhob. Im weiteren zeigte die Lufttemperatur einen normalen Gang. Doch in der Nacht des 8. sank die Temperatur unter dem Einfluss einer warmen Advektion nicht einmal in der kleinen Doline unter 5°C . Die warme Luft erhöhte die Temperatur in einer halben Stunde (3^h15^m–3^h45^m) um die folgenden Werte in den beiden Bereichen:

	am Dolinengrund	am Dolinenrand
10 cm	$5,4^{\circ}\text{C}$	$5,2^{\circ}\text{C}$
300 cm	$7,6$	$5,0$

Die warme Luft fand kältere Luft in der Doline. Der Austausch ist intensiver; darum ist die Erwärmung auch stärker als am Dolinenrand. Doch war die Temperatur auch weiterhin in der Doline am niedrigsten.

Am 8. sank die Temperatur wiederholt in den Frühnachmittagsstunden unter dem Einfluss der Bewölkung. Unmittelbar über dem Boden ist die Temperaturabnahme stärker als ferner vom Boden. Zwischen dem Dolinengrund und dem Dolinenrand ist aber der Unterschied eben in der letzteren Höhe am grössten.

Am 9. vormittags folgte ein Platzregen auf die starke Wolkenbildung,

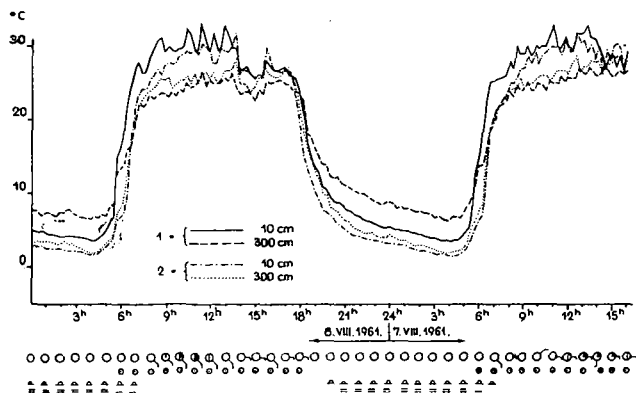


Abb. 4. Lufttemperatur am Dolinengrund und am Dolinenrand
1 = Dolinengrund; 2 = Dolinenrand

Tabelle II.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung auf den N- und S- exponierten

m	cm	Exp. Stunden	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11
3	10	S	—0,1	0,1	—0,5	0,0	0,2	4,1	11,9	6,0	2,2	—3,4	0,9
		N	—0,2	0,2	—0,4	1,4	5,4	10,8	4,5	2,1	2,1	2,1	—0,3
		△	0,1	0,1	0,1	0,8	1,2	1,3	1,1	1,5	0,1	5,5	1,2
	300	S	—0,1	0,2	0,0	—1,4	1,0	4,0	11,4	1,7	1,7	0,8	0,0
		N	—0,1	0,3	—0,6	—0,6	0,7	5,7	9,2	4,3	1,5	0,2	0,0
		△	0,0	0,1	0,6	0,8	0,3	1,7	2,2	2,6	0,2	0,6	0,0
6	10	S	0,1	—0,1	—0,4	—0,6	0,6	5,2	15,1	1,8	5,7	0,0	—0,4
		N	—0,2	0,8	—1,2	—0,6	1,1	5,9	9,8	6,7	3,7	2,4	0,2
		△	0,3	0,9	0,8	0,0	0,5	0,7	5,3	4,9	2,0	2,4	0,6
	300	S	—0,1	1,1	—1,0	—0,9	0,9	5,8	10,0	1,0	2,8	—0,2	0,5
		N	—0,2	0,2	—0,3	—0,8	0,5	7,5	9,4	2,1	0,2	0,6	0,8
		△	0,1	0,9	0,7	0,1	0,4	1,7	0,6	2,1	2,6	0,8	0,3
9	10	S	—0,2	—0,4	0,0	—0,4	1,0	4,4	13,0	4,2	1,9	0,9	0,2
		N	0,2	0,1	—0,5	—0,7	1,0	6,5	7,1	5,4	1,2	5,5	0,0
		△	0,4	0,5	0,5	0,3	0,0	2,1	5,9	1,2	0,7	4,6	0,2
	300	S	1,0	—0,7	0,0	—0,8	1,0	6,2	9,6	0,8	3,7	—1,1	1,1
		N	0,0	—0,9	0,5	—0,5	0,6	7,7	9,3	3,6	1,0	1,2	1,2
		△	1,0	0,2	0,5	0,3	0,4	1,5	0,3	2,8	2,7	2,3	0,1
Dg	10		—0,2	—0,1	—0,3	—0,4	1,0	4,0	14,8	3,7	1,9	1,4	0,6
Dr.	10		0,3	0,5	0,0	—0,5	1,3	11,3	10,3	1,6	1,0	0,4	0,3
	△		0,5	0,6	0,3	0,1	0,3	7,3	4,5	2,1	0,9	1,0	0,3
Dg	300		0,2	—0,3	—0,3	—0,8	1,2	4,9	12,9	2,2	1,5	—0,1	1,5
Dr.	300		—0,4	0,1	—0,5	—0,4	0,3	6,5	6,1	3,9	0,1	0,5	0,5
	△		0,6	0,4	0,2	0,4	0,9	1,6	6,8	1,7	1,4	0,6	1,0

Dg = Dolinengrund

Dr. = Dolinenrand

Hängen sowie am Dolinengrund und am Dolinenrand am 6. 8. 1961, (in °C)

11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
2,9	—3,2	0,0	3,9	—0,3	—3,2	—2,4	—4,2	—3,7	—0,7	—1,7	—0,9	—0,8
—1,8	1,5	—3,4	3,9	—0,0	—4,0	—5,2	—7,7	—4,1	—3,6	—0,9	—0,5	—0,2
4,7	4,7	3,4	0,0	3,0	0,8	3,2	3,5	0,4	2,9	0,8	0,4	0,6
0,7	1,1	0,4	—0,8	—0,3	—1,5	—5,2	—4,0	—4,8	—2,7	—1,2	—0,5	—0,6
0,1	0,2	—3,0	1,5	1,8	—0,9	—2,6	—9,5	—4,0	—1,6	—1,6	—0,5	—0,4
0,6	0,9	3,4	2,3	2,1	0,6	2,6	5,5	0,8	1,1	0,4	0,0	2,0
1,6	1,0	0,1	—4,9	1,7	—3,5	—5,4	—4,6	—3,6	—2,6	—2,0	0,0	0,6
0,3	1,9	—4,2	1,9	—2,2	—1,9	—3,6	—8,2	—4,2	—1,7	—1,3	—0,6	—0,4
1,3	0,9	4,3	6,8	3,9	1,6	1,8	3,6	0,6	0,9	0,7	0,6	0,2
—0,1	—0,2	—0,6	0,0	0,4	—2,6	—1,5	—4,3	—4,4	—1,8	—2,1	—0,5	—0,5
1,2	—2,2	—2,0	1,2	1,8	—0,6	—1,8	—9,8	—3,8	—1,9	—1,3	—0,8	—0,5
1,1	2,0	1,4	1,2	1,4	2,0	0,3	5,5	0,6	0,1	0,8	0,3	0,0
0,6	5,7	—2,4	—4,4	—3,3	—0,8	—7,3	—3,6	—2,1	—3,6	—1,5	—0,7	0,0
—1,6	0,4	—2,2	—0,6	1,0	—2,6	—3,0	—8,0	—4,0	—2,7	—0,9	—1,0	0,1
1,0	5,3	0,2	3,8	4,3	1,8	4,3	4,4	1,9	0,9	0,6	0,3	0,1
—0,5	1,8	2,8	—0,2	1,6	—1,4	—2,0	—5,6	—3,2	—3,0	—0,6	—2,0	—0,5
—1,8	1,5	1,6	—0,8	2,1	—0,1	—2,3	—8,1	—4,2	—1,5	—1,6	—1,1	—0,2
1,3	0,3	1,2	0,6	0,5	1,3	0,3	2,5	1,0	1,5	1,0	0,9	0,3
0,0	0,1	—3,0	0,7	2,4	—1,2	—9,2	—7,3	—3,7	—1,4	—1,0	—0,6	—0,4
0,0	3,4	—5,9	1,4	1,8	—0,2	—3,6	—9,8	—4,2	—1,3	—1,3	—0,4	—0,5
0,0	3,3	2,9	0,7	0,6	1,0	5,6	2,5	0,5	0,1	0,3	0,2	0,1
—1,3	1,1	1,8	—0,4	1,6	0,7	—5,9	—7,9	—4,7	—2,0	—1,2	—0,7	0,1
0,8	0,3	2,2	—0,6	2,0	0,0	—1,4	—7,4	—3,7	—1,1	—1,2	—1,0	0,4
2,1	0,8	0,4	0,2	0,4	0,7	4,5	0,5	1,0	0,9	0,0	0,3	0,3

Tabelle III.

Tägliche Maxima und Minima der Lufttemperatur

Tage	Exp. M.	Maxima								Minima							
		Höhe des Thermometers 10 cm				vom Grund der Messstelle 300 cm				Höhe des Thermometers 10 cm				vom Grund der Messstelle 300 cm			
		N		S		N		S		N		S		N		S	
VIII. 6.	3 m	2,96	12.15	31,6	14.30	26,2	13.30	27,5	13.30	2,8	4,15	2,7	3.00	3,01	4.00	3,0	4.00
	6 m	34,4	12.15	36,5	13.30	27,0	12.00	25,4	12.45	2,4	4,00	3,4	4.00	3,4	4.15	3,1	3,45
	9 m	31,4	13.15	34,3	13.00	26,3	12.30	25,4	12.45	3,2	3,45	3,2	4.15	4,2	4.15	3,8	4.15
	Dg.	33,1	11.30			2,64	11.30			3,7	4,00			6,6	4.00		
	Dr.	31,6	13.45			28,2	13.45			1,6	4.15			2,0	4.15		
VIII. 7.	3 m	33,0	13.45	33,6	13.15	28,3	14.30	28,4	14.15	2,8	4,15	3,0	3.45	2,7	3,30	2,9	4.00
	6 m	35,0	13.30	35,6	12.00	28,0	14.15	27,9	14.15	2,2	3,45	3,2	3.30	3,1	3.45	3,0	3.00
	9 m	31,8	12.45	36,2	11.00	27,2	12.45	27,4	13.15	3,2	3,15	2,6	3.45	4,0	4.00	3,2	4.00
	Dg.	33,0	13.15			27,2	13.30			3,6	3,30			6,3	3.45		
	Dr.	31,6	12.30			28,8	12.30			1,6	4,15			2,0	4.00		
VIII. 8.	3 m	33,0	13.45	34,8	13.15	28,5	13.45	28,1	13.15	7,4	2,00	7,2	3.00	7,8	1.30	7,6	1.45
	6 m	36,0	12.30	35,5	13.15	28,4	13.45	28,0	15.00	7,2	1,45	9,0	1.30	8,0	1.15	8,2	3.00
	9 m	32,4	13.00	34,0	12.30	28,4	13.15	27,1	13.30	8,1	2,00	7,7	3.00	9,2	2,30	8,3	2.00
	Dg.	33,8	11.30			27,8	15.30			8,2	1,45			11,2	1.40		
	Dr.	31,4	14.00			28,9	13.45			5,9	2,00			7,0	1.30		
VIII. 9.	3 m	36,8	14.15	36,7	14.15	30,00	14.15	30,1	14.15	6,7	4,00	6,3	3.45	6,7	4.30	6,4	3.45
	6 m	36,8	14.15	39,8	14.15	31,4	14.15	32,7	13.45	6,2	4.30	6,8	4.00	7,0	4.00	7,4	4.00
	9 m	33,1	14.00	38,6	9,15	31,8	14.45	28,8	14.45	7,0	4,00	6,8	3.45	7,9	3.45	6,8	4.00
	Dg.	33,3	13.45			30,6	14.45			7,0	4,00			7,2	3.45		
	Dr.	33,5	14.15			32,8	14.45			5,2	4,15			6,0	3.45		

M = Höhe der Messstelle vom Dolinengrund

Dg. = Dolinengrund

Dr. = Dolinenrand

Tabelle IV.

Tägliche Mittel der Lufttemperatur an Hand viertelstündlicher Beobachtungen

Tage	Höhe des Thermometer vom Grund der Messstelle										
	10 cm						300 cm				
	Exp. M	0 m	3 m	6 m	9 m	Dr.	0 m	3 m	6 m	9 m	Dr.
VIII. 6.	N	15,3	16,1	16,5	16,0	17,7	15,1	15,0	15,5	16,0	16,7
	S		15,5	17,5	16,6			14,9	14,6	14,8	
VIII. 7.			0,6N	1,0S	0,6S			0,1N	0,9N	1,2N	
	N	16,4	17,5	17,7	17,4	18,7	16,3	16,4	16,9	17,3	18,1
	S		17,6	18,7	18,5			16,0	16,4	16,2	
VIII. 8.			0,1S	1,0S	1,1S			0,3N	0,5N	1,1N	
	N	18,3	19,6	19,6	19,2	20,5	18,5	18,4	18,5	19,0	19,4
	S		19,6	20,5	20,1			18,2	18,6	18,0	
VIII. 9.			0,0	0,9S	0,9S			0,2N	0,1S	1,0N	
	N	17,8	19,0	18,6	18,6	20,4	18,3	18,0	18,3	18,8	19,8
	S		19,3	20,1	19,8			18,1	19,9	18,4	
			0,3S	1,5S	1,2S			0,1S	1,6S	0,4N	

M = Höhe der Messstelle vom Dolinengrund

Dr. = Dolinenrand

dann nach dem Platzregen erhöhte sich die Temperatur in den verschiedenen Niveaus um 7—9 °C.

Der Mittelwert der Lufttemperatur (an Hand von 15-minütlichen Beobachtungen) an den Beobachtungstagen am Dolinengrund am grössten in beiden Höhen. Am Dolinengrund war die Mitteltemperatur infolge der intensiven nächtlichen Abkühlung niedriger (Siehe Tabelle IV.).

Auf Grund der Vorigen konnte es also festgestellt werden, dass der Tagesgang der Temperatur am Dolinengrund und am Dolinenrand verschieden ist.

In Bodennähe (in 10 cm) zeichnet sich der Dolinenrand mit starker täglicher Erwärmung, der Dolinengrund mit starker nächtlicher Abkühlung aus. Die tägliche Schwankung der Lufttemperatur ist beinahe dieselbe in beiden Bereichen.

Ferner von Grund (in 300 cm) ist der Temperaturgang am Dolinengrund extremer. Am Dolinengrund macht sich die Wirkung der äusseren Luftströmungen geltend.

Der Lufttemperaturgradient ist am Dolinengrund am stärksten.

Der Tagesgang der Temperatur in N- und S-Expositionen

Nach der Behandlung der Lufttemperatur des Dolinengrundes und des Dolinenrandes untersuchen wir die Expositionen.

Auf der N- und S-Exposition der untersuchten Doline sind die Böschungswinkel folgende:

	S-Exposition	N-Exposition
3 m Isohypse	14°	18°
6 m Isohypse	22°	33°
9 m Isohypse	26°	24°
12 m Isohypse	18°	—

In der Kenntnis der Hangwinkel haben wir die Einfallswinkel der Sonnenstrahlen an den einzelnen Stationen bestimmt.

Die positive Sonnenweite ist 25°; der Trübungsfaktor ist auf Grund des Mittels mehrerer Messungen 3,1.

In der Kenntnis dieser Angaben kann die auf die Flächeneinheit der Hänge in den einzelnen Stunden des Tages fallende Energiemenge bestimmt werden (Abb. 5).

Die gerechneten Werte der Energie können nicht mit voller Sicherheit massgebend sein, weil wir die Wirkung der im Laufe des Tages auftretenden Wetterfaktoren nicht in Betracht genommen haben; bei dem Vergleich der beiden Expositionen aber sind die Relativzahlen real.

Die Abweichung der Einfallswinkel der Sonnenstrahlung ist bei der 6 m — Isohypse am grössten; darum bekommt hier die S - Exposition wesentlich mehr Energie während der Periode der Strahlung als die N - Exposition. Bei der 9 m — Isohypse sind die Hangwinkel beinahe gleich; darum ist das hier nachgewiesene Plus der Erwärmung der S - Exposition realer als im vorigen Fall. Dementsprechend sind die Tagesgänge der Lufttemperatur an den beiden Expositionen abweichend. Der Gang der nächtlichen Abkühlung

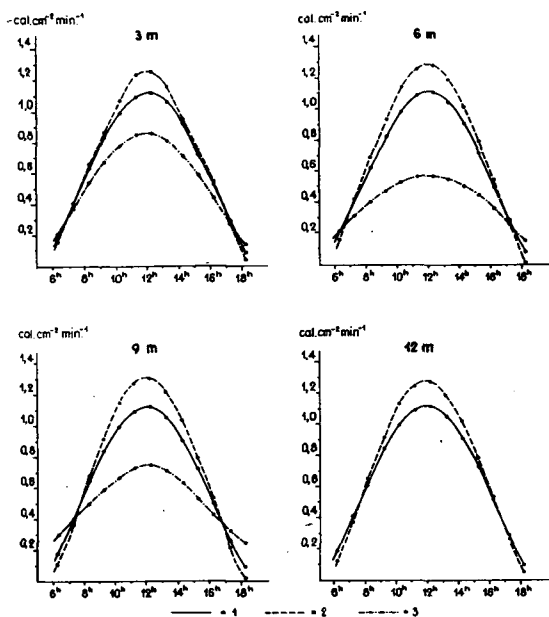


Abb. 5. Die auf Oberflächeneinheit fallende Energiemenge am 6. VIII.

1 = horizontale Ebene; 2 = S-Exposition;
3 = N-Exposition.

ist bei allen Isohypsen (3, 6, 9) gleichmässig, ruhig; die Geschwindigkeit der Abkühlung ist aber grösser in Bodennähe (Abb. 6, 7, 8). Mit der Zunahme der Niveauhöhe der Unterschied zwischen den Abkühlungen der beiden Expositionen wird grösser, aber der Unterschied zeigt sich eher zwischen den Thermometern in verschiedenen Höhen (10, 300 cm) als in den verschiedenen Expositionen. An den tiefer liegenden Teilen verringert sich der Unterschied der beiden Expositionen infolge des Daseins des Kaltluftsees: Die beiden Expositionen zeigen keine Abweichung in der Periode der langsamen Erwärmung, die unter dem Einfluss der zerstreuten Strahlung beginnt.

Nach Sonnenaufgang aber bekommen die Expositionen ungleiche Strahlungsmengen.

Zwischen 5 und 6^h ist der Unterschied in der Temperatur der beiden Expositionen in Bodennähe noch gering, ferner vom Boden aber zunehmend. Zu dieser Zeit bekommt die N-Exposition noch mehr Energie (Abb. 6) infolge der positiven Weite des Sonnenaufgangs und Untergangs. An den höheren Niveaus (6 und 9 m) ist der Unterschied zwischen den Expositionen zunehmend, weil der Kaltluftsee sich im Zusammenstürzen befindet und die Wirkung der Exposition macht sich hier immer mehr geltend. Das Temperaturmaximum setzt sich von der N-Exposition auf die E- und dann auf die S-Exposition um. Gleichzeitig mit der E-Exposition bekommt auch der Dolinengrund mehr Strahlung.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung ist am grössten zwischen 6 und 7^h; bei der 6 m — Isohypse erreicht sie auch den Wert 15,1 °C/h.

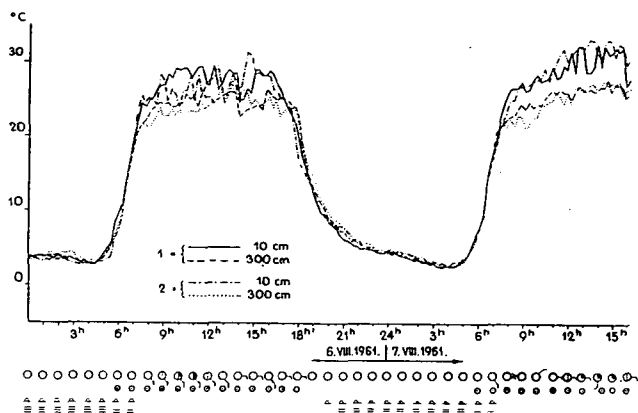


Abb. 6. Lufttemperatur auf der 3 m-Niveaulinie
1 = N-Exposition; 2 = S-Exposition.

Die Geschwindigkeit der Erwärmung ist etwas geringer am Dolinengrund und bei der 3 m Isohypse, weil hier ein Teil der Energie wurde auf das Wärmen des Kaltluftsees verwendet.

Gegen die höheren Niveaus, sowie ferner vom Boden nimmt die Geschwindigkeit der Erwärmung ab.

Die Maxima treten um 13 und 14^h ein. Auf der S-Exposition ist der Unterschied zwischen den Maxima der Thermometer nahe dem Boden und ferner davon grösser als auf der N-Exposition zwischen denselben Höhen. Auch dieser Fakt lässt darauf schliessen, dass der Temperaturgradient auf der S-Exposition grösser ist.

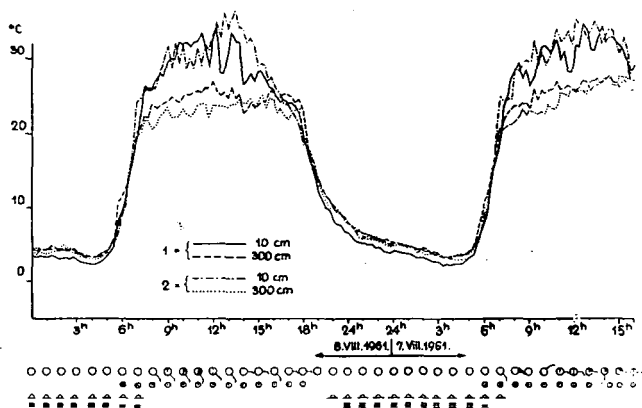
Weniger auffallend sind die Unterschiede wenn man die Angaben der Thermometer an ähnlichen Höhen der verschiedenen Expositionen miteinander vergleicht. Wenn man die Lufttemperaturmaxima auf 10 cm miteinander vergleicht, kann man feststellen, dass der Unterschied zwischen den Expositionen mit der Höhe des Niveaus zunimmt (Tabelle III).

Dagegen ist das Maximum grösser in 300 cm auf der N-Exposition (Ausnahme bei der 3 m — Isohypse).

Es ist bekannt, dass die S-Exposition sich in günstiger Strahlungslage befindet, darum wenn man eine Lufttemperatur Symmetrieachse in der Doline annimmt, verschiebt sich diese in die Richtung der S-Exposition; der Temperaturgradient ist am grössten hier, die Isothermen verdichten sich hier.

Auf der N-Exposition ist aber der Temperaturgradient kleiner, und die Isothermen sind vertikal voneinander ferner gelegen. Der Austausch ist hier also langsamer und vollzieht sich auf grösseren Distanzen als auf der S-Exposition. Darum kann man in der oberflächennahen 3 m — Schicht mit bedeutenden Temperaturveränderungen nicht rechnen. Das bedeutet soviel, dass der Temperaturwert in 3 m über der N-Exposition dem Boden näher liegt auf der an der S-Exposition.

Es ist eine Anomalie im Temperaturgang der Expositionen, dass das Temperaturmaximum nicht im 3 m-Isohypse, sondern in der 6 m-Isohypse zu finden ist. Die Ursache davon ist die morphologische Gegebenheit und der Hangwinkel. Diese beiden Faktoren sind bei 6 m günstig.

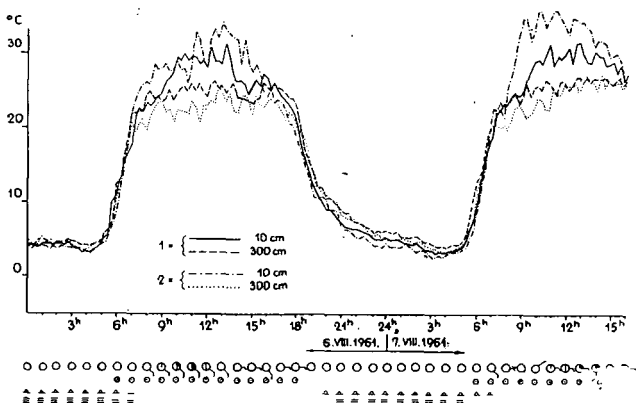


Die nachmittägliche Abkühlung beginnt in den tieferen Niveaus, erst unter dem Einfluss des Selbstschattens (Tabelle II). Am 6. wird die Abkühlung durch einen SE-, bzw. E-Wind von 4–5 km/h Geschwindigkeit beschleunigt. In der 9- und 12 m-Isohypse beginnt die rasche Abkühlung um 1 Stunde später (um 18^h) als in 3 und 6 m.

In der 3 m-Isohypse ist der Unterschied zwischen den Abkühlungsgeschwindigkeiten der beiden Expositionen noch unbedeutend; mit der Niveauhöhe aber wird der Unterschied grösser (Tabelle II).

Im bodennahen 10 cm wird die Abkühlung von der Beschattung und der Kaltluftströmung nahe dem Boden bestimmt; ferner vom Boden aber ist die Wirkung der Advektionen ausschlaggebend. Bei den Thermometern in 300 cm auf der S-Exposition kommt die mässige Wirkung des Buchenwaldes 40 m N von der Doline in der Periode der Abkühlung zur Geltung. (Die Geschwindigkeit der Abkühlung 9,2 °C/2^h).

In demgleichen Niveau und in dergleichen Höhe der N-Exposition kommt



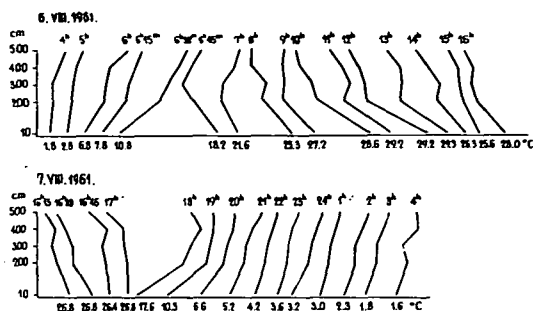


Abb. 9. Das Profil der Lufttemperatur am Dolinengrund

diese mässige Wirkung schon nicht zur Geltung. Die Geschwindigkeit der Abkühlung ist hier grösser ($12.1^{\circ}\text{C}/2$ Stunden). Inversion tritt zwischen 17 und 19^h — an den tieferen Stellen sowie auf der N-Exposition etwas früher, dem früheren Beginn der Abkühlung entsprechend, — ein.

Dann beginnt das Hinabsickern der Kaltluft, der Luftraum der Doline wird allmählich von einem Kaltluftsee erfüllt. Am Dolinengrund kommt Isothermie zustande (Abb. 9.).

Die nächtliche Temperatursenkung ist am Dolinengrund am ruhigsten. In der 3 m- und in der 6 m-Isophyse kann man eine Temperaturunruhe beobachten, die bei der 9 m- und 12 m-Isophyse stärker wird.

Die minima traten zwischen 3^h45^m und 4^h14^m ein (Tabelle III.). Das Radiationsminimum in der 6 m-Isophyse war 2.0°C auf der N-Exposition und 2.8°C auf der S-Exposition.

Im Eintreten der Minima kann keine Regelmässigkeit nachgewiesen werden, aber die Tendenz ist, dass in den höheren Niveaus eine gewisse Verspätung zu beobachten ist.

Auf Grund der obigen kann man feststellen, dass der Unterschied zwischen den Lufttemperaturen der beiden Expositionen wird ausgeprägt vier Male während des Tages:

- morgens zu zwei Zeitpunkten: wenn das Temperaturmaximum noch auf der N-Exposition ist und wenn es auf die S-Exposition verschoben wird,
- um die Mittagsstunden zur Zeit des Eintretens der Maxima,
- spät nachmittags, wenn die intensive Abkühlung beginnt.

Die im vorigen beschriebenen Eigentümlichkeiten waren auch an den folgenden Tagen (7, 8, 9, 10. VIII.) erkennbar; darum will ich diese Periode im weiteren nicht ausführlich behandeln.

Die Mittelwerte der Lufttemperatur (auf Grund 15 minutlichen Beobachtung) bestätigen unsere bisherigen Feststellungen hinsichtlich der Expositionen (Tabelle IV.).

Die mittlere Temperatur in 10 cm war, von einem Fall abgesehen (in der 3 m-Isophyse) auf der S-Exposition am höchsten; dagegen war die mittlere Temperatur in 300 cm auf der N-Exposition am höchsten.

Untersuchung der Extremwerte der Lufttemperatur

Es ist bekannt, dass die nächtliche Abkühlung in den Vertiefungen intensiver ist. Die starke Temperatursenkung beschädigt den Pflanzenbestand des Terrains. Im Laufe der intensiver täglichen Erwärmung kann eine andersartige, aber in ihrem Wirkungsgrad der vorigen ähnliche Beschädigung im Pflanzenbestand stattfinden. Darum ist die Untersuchung der Lufttemperaturextremwerte nicht nur vom theoretischen, sondern auch vom praktischen Gesichtspunkte aus erwünscht.

Die Extremwerte berichten uns über das Mass der Täglichen Temperaturschwankung. Durch Vergleich der Extremwerte an den Hängen kann die Wirkung der Expositionen und durch Vergleich der Werte am Dolinengrund und am Dolinenrand die Wirkung zweier verschiedener Mikroklimaräume untersucht werden. Andere Veränderungen der Extremwerte haben ihre Erklärung in den Wetterveränderungen.

An ungestörten Strahlungstagen ist das Maximum in der 6 m-Isohypse der S-Exposition in 10 cm über dem Boden am höchsten (Abb. 10). Aufwärts und abwärts an demselben Hang ist der Maximumwert kleiner.

Die Temperatur sinkt tiefst nachts wiederum auf der 6 m-Isohypse, aber nun in der 10 cm Höhe der N-Exposition.

Bei der 3 m-Isohypse findet man einen steilen Hangabschnitt auf der N-Exposition. Darum strömt hier die Kaltluft unverhindert nach den tieferen Niveaus. Hier kann sich die Kaltluft nicht anhäufen wie in den kleineren Vertiefungen, die sich bei der 6 m-Isohypse befinden.

Abgesehen von den Gegebenheiten der 6 m-Isohypse (Hangwinkel, Morphologie) ist es eine allgemeine Tendenz, dass *die Maxima mit zunehmender Niveauhöhe und vom Boden aufwärts kleiner, die Minima grösser werden.*

Infolge der intensiven täglichen Erwärmung sind die Lufttemperaturamplituden in Bodennähe auf der S-Exposition grösser. Dagegen sind die Amplituden in 300 cm um 4–5 °C kleiner als in 10 cm. Die Unterschiede der Amplituden sind hier auf die Unterschiede der Maxima zurückzuführen. Bei den Minima findet man nur einen Unterschied von 1,0 °C.

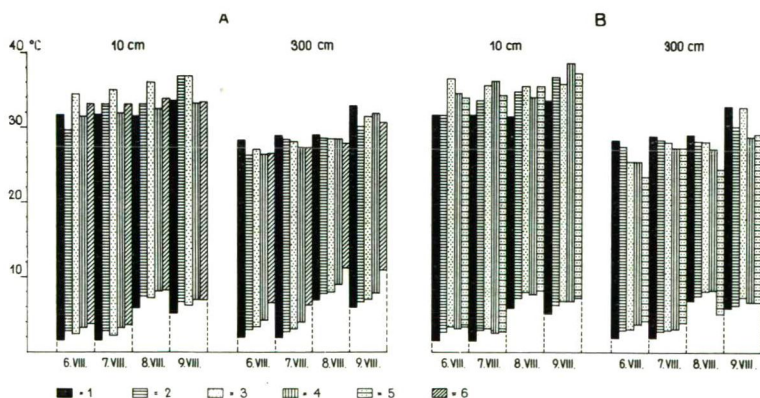


Abb. 10. Lufttemperaturamplituden

1 = Dolinengrund; 2 = 3 m-Isohypse; 3 = 6 m-Isohypse; 4 = 9 m-Isohypse; 5 = 12 m-Isohypse; 6 = Dolinenrand.

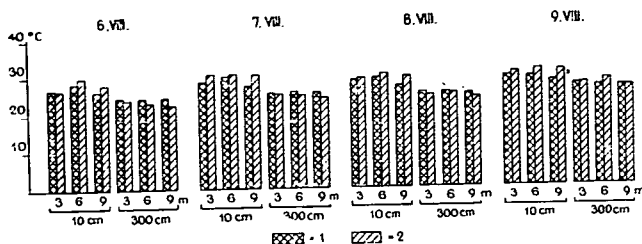


Abb. 11. Die Werte der Erwärmtheit auf den Dolinenhängen nördlicher und südlicher Expositionen

Bei den Extremwerten hat Á. Kiss den Begriff der Erwärmtheit und der Abgekühltheit 1959 eingeführt. Nach ihm ist die Erwärmtheit der Mittelwert der Temperatur in der Periode von der Beendigung der intensiven Erwärmung bis zum Beginn der intensiven Abkühlung, und die Abgekühltheit der Mittelwert der Temperatur in der Periode von der Beendigung der intensiven Abkühlung bis zum Beginn der intensiven Erwärmung (Kiss, 1959).

Der Wert der Erwärmtheit kann in unserem Gebiet gut verwendbar, weil die Geschwindigkeit der Erwärmung und der Abkühlung sehr gross ist, bei der 6 m- Isohypse der S-Exposition z. B. ist sie in 10 cm Höhe 15,1 °C/Stunde (Tabelle II). Die Geschwindigkeit der Abkühlung erreicht auch oft 9,0 °C/Stunde.

In 10 cm Höhe auf der S-Exposition ist die Erwärmtheit grösser (Abb. 11). In 300 cm Höhe dagegen findet man den grössten Erwärmtheitswert auf der N-Exposition. Anomalie kam nur am 6. in der 3 m-Isohypse unter der Wirkung der Egerichteten Advektion vor.

Eine einseitige Berücksichtigung der Maxima am 9. August wäre unreal, da sie bei geringer Bewölkung und unbedeutender Laufströmung eintreten. Nach 11^h 30^m entstand ein der Isothermie nahe Zustand infolge der Bewölkung. Es gab keinen bedeutenden Unterschied zwischen den Erwärmtheitswerten der Expositionen.

Gegen die tieferen Niveaus verringert sich der Unterschied zwischen den Erwärmtheitswerten der Expositionen, weil die tieferen Niveaus unter dem Einfluss des Luftaustauschs der Doline stehen; in den höheren Niveaus der Hänge aber kommt schon die Wirkung der Expositionen zur Geltung. Das Unabhängigwerden der Expositionen ist nur für die Einstrahlungsperiode charakteristisch; die Nächtliche Abkühlung wird vom Hinabsickern der Kaltluft bestimmt.

Zusammenfassung der Resultate

Die im vorigen behandelten Eigentümlichkeiten der Lufttemperatur der Doline sind unter der Gesamtwirkung astronomischer, klimatologischer und morphologischer Faktoren zustande gekommen; die mikroklimagestaltenden Vorgänge sind also komplex.

Um die Lufttemperaturverhältnisse zusammenzufassen lässt uns die N-S-gerichteten Lufttemperaturdurchschnitte der Doline zu allen Stunden des Tages des 6. VIII. übersehen (Abb. 12, 13, 14, 15).

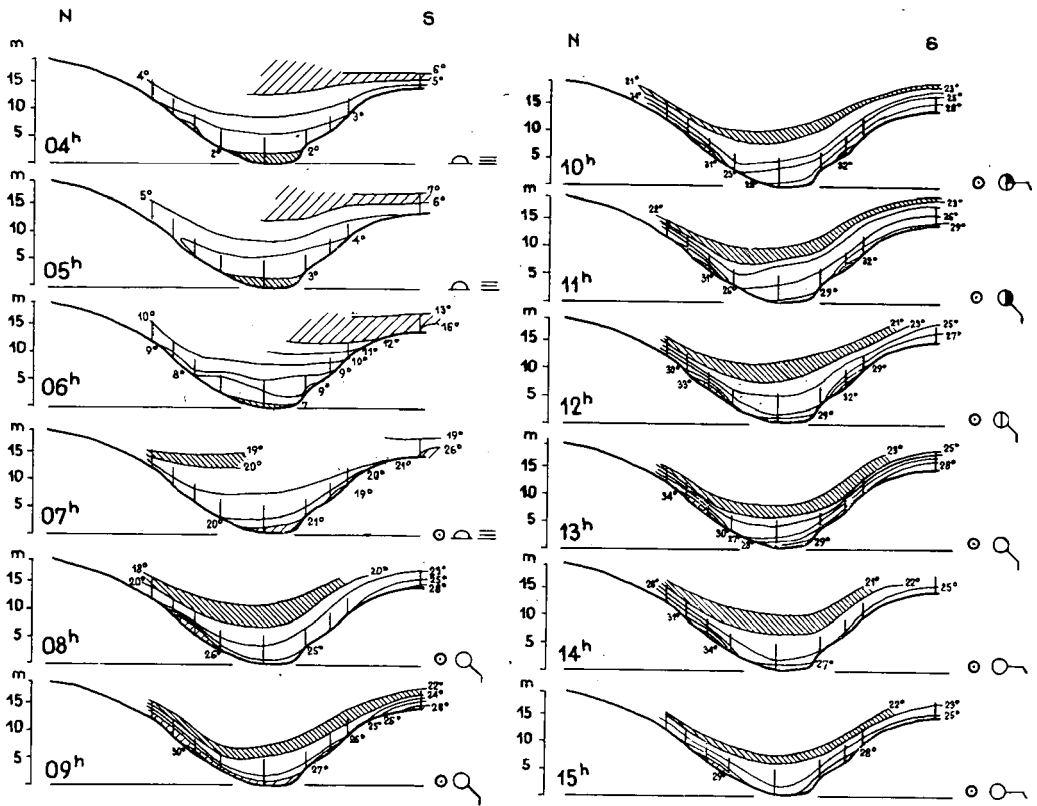


Abb. 12., 13., N-S-gerichtete Lufttemperaturquerschnitte der Doline am 6. VIII.

Am Frñhmorgen ist die tiefste Temperatur dem Ausstrahlungstyp entsprechend am niedrigsten. Unter dem Einfluss der diffusen Strahlung beginnt eine langsame Erwärmung nach 4^h. Nach Sonnenaufgang zwischen 5 und 6^h bekommt der Dolinenrand die meiste Strahlung. Infolge der positiven Weite des Aufgangs und des Untergangs der Sonne erhält erst die N-Exposition mehr Energie in der Doline (Abb. 5.).

Die Strahlung kommt um 7^h auf die E-Exposition unter dem grössten Winkel; gleichzeitig damit erwärmt sich auch der Dolinengrund intensiver.

Die vertikale Anordnung der Temperatur verändert sich nach der Isothermie. Um 8^h findet man schon den für den Einstrahlungstyp charakteristischen Lufttemperaturquerschnitt. Gleichzeitig damit verlegt sich das Lufttemperaturmaximum auf die S-Exposition.

Ein gewisse Anomalie der Erwärmung kommt vormittags bei der 6 m-Isohypse vor, deren Ursache in der mikromorphologischen Gegebenheit zu suchen ist.

Die Maxima sind höher in 10 cm Höhe als in 300 cm; während aber das Maximum der Thermometer in 10 cm sich auf der S-Exposition befindet, ist der Maximumwert höher auf der N-Exposition.

Infolge des Selbstschattens beginnt die Abkühlung in den tieferen Niveaus

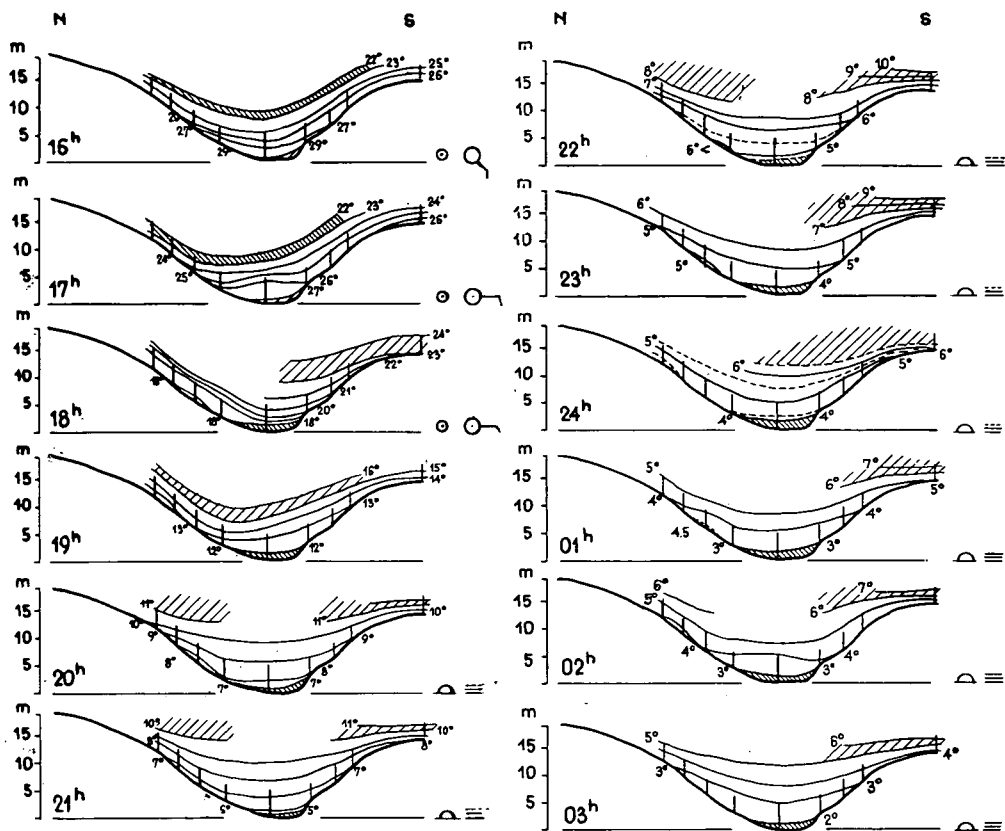


Abb. 14., 15. N-S gerichtete Lufttemperaturquerschnitte der Doline am 6—7. VIII.

der N-Exposition und am Dolinengrund früher. Um 15^h befinden sich beide Expositionen im Stadium langsamer Abkühlung; und um 18^h ist die ganze Doline eine Ausstrahlungsoberfläche.

Die für die Einstrahlungsperiode charakteristische vertikale Anordnung der Temperatur verändert sich während der Inversion; in der Nacht befindet sich ein Kaltluftsee in der Doline. Die tiefste Temperatur ist in der kleinen Doline am Dolinengrund zu finden.

Der vertikale Temperaturgradient ist tags auf der S-Exposition, nachts auf der N-Exposition am grössten.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass die verschiedenen Hänge innerhalb des geschlossenen Mikroklimareumes der Doline verschiedenartige, der Exposition entsprechende extreme Erwärmung aufweisen; die Wirkung der Expositionen ist unbedeutend in der Phase der Abkühlung.

LITERATUR

- ALISSOW—DROSDOW—RUBINSTEIN: Lehrbuch der Klimatologie. VEB. Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin 1956.
- BACSÓ, N.: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó. 1959.
- BACSÓ, N.—KAKAS, J.—TAKÁCS, L.: Magyarország éghajlata. OMI Hivatalos Kiadványa. Budapest 1953.
- BALOGH, K.: A Bükk hegység földtani képződményei. Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve. XLVIII. kötet. 2 (záró) füzet. Műszaki Könyvkiadó. 1964.
- BULLA, B.: Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó. Budapest 1962.
- ENDRŐDI, G.: A domborzat hatása a hőmérséklet alakulására a Tihanyi félszigeten. Időjárás 65, 1961.
- ENDRŐDI, G.: A hideglégtavak kialakulásáról. Időjárás. 65, 1961.
- FUTÓ, J.: Mikroklimatikus mérések a Nagymezőn. Földrajzi Értesítő. 1962. XI. évf. 4. füzet.
- GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1961.
- KÉRI, M.: Magyarország hóviszonyai. OMI Hivatalos kiadványai. XV. kötet. Beszámolók az 1952-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest 1952.
- KISS, Á.: Angaben zur Erwärmheit einer Sanddüne. Acta Climatologica, Szeged 1959.
- KAKAS, J.: Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon. — Időjárás, 64, Nr. 6, 1960.
- LEÉL-ÖSSY, S.: A Magas Bükk geomorfológiája. — Földrajzi Értesítő III, Nr. 2, 1954.
- SOÓ, R.: A magyar flóra és vegetáció rendszertani és növényföldrajzi kézikönyve I. — Akadémiai Kiadó, 1964.
- STEFANOVICS, P.: Magyarország talajai. — Akadémiai Kiadó. Budapest 1963.
- SZABÓ, GY.: Angaben zum Mikroklima der Höhlen bei Lillafüred. — Acta Climatologica, Tomus II—III., 1963.
- WAGNER, R.: Fluktuáló töbörköd. — Időjárás, 58, Nr. 5, 1954.
- WAGNER, R.: A mikroklimák földrajzi elrendeződése Hosszúbércen. — Időjárás, 59, 1955.
- WAGNER, R.: Egy bükki töbör felmelegedése és lehülése. — Az ipari meteorológia kérdései. — A Magyar Met. Társ. V. Vándorgyűlésének előadásai és tanulmányútjai. Miskolc-Bükk hegység-Eger. 1959. augusztus 28—30., 91—104, Budapest 1960.
- WAGNER, R.: Lufttemperaturmessungen in einer Doline des Bükk-Gebirges. — Zeitschrift für Angewandte Meteorologie. Band 5, Heft 3—4, 1964.

INHALT

WAGNER, R.—TAKÁCS, L.: Vertikale Temperaturschichtung im Boden und ein mathematisches Modell derselben	3
BODROGKÖZY, GY.—HORVÁTH, I.—TASSY, O.: Microclimate examinations in the autumn aspect of <i>Cynodonti-Poa</i> angustifoliae (Rapaics 26) Soó 57 of the Maros dam	51
KISS, Á.: Nomographische Methoden mit Verwendung der transversalen azimutalen Projektionen des sphärischen Koordinatennetzes zur Berechnung der Sonnenhöhen über beliebig geneigten Ebenen	67
BÁRÁNY, I.: Der Einfluss des Niveauunterschiedes und der Exposition auf die Lufttemperatur in einer Doline im Bükk-Gebirge	85

Felelős kiadó: Dr. Wagner Richárd
67. 10 001 Bács-Kiskun megyei Nyomda V., Kecskemét